喜马拉雅岩石圈构造演化

西藏地球物理文集

中国地质科学院　主编

地质出版社

内 容 提 要

本书为中法合作喜马拉雅地质考察成果的地球物理部分，共15篇论文，比较集中地报道了试验地震、磁大地电流、地磁差分、大地热流及古地磁成果。这些成果揭示了青藏高原地壳层状构造特征和低速、低阻层分布、产状特征；地壳热结构以及高原各陆块在地史中的古位置、位移方向和运动速率；探讨了青藏高原板块构造形成的程式及高原隆升的机制；为研究青藏高原地质构造、岩石圈结构、壳内低速、低阻层揭示的地壳浅部熔融体在岩浆活动、地热活动中的作用，提供了大量地球物理信息。

本书可供地学科学工作者、大专院校教师、研究生以及地质普查勘探工作者参考。

喜马拉雅岩石圈构造演化

西藏地球物理文集

中国地质科学院　主编

·

责任编辑：李光岑

地质出版社出版发行

（北京和平里）

地质出版社印刷厂印刷

（北京海淀区学院路29号）

新华书店总店科技发行所经销

·

开本：787×1092 1/16　印张：13.5　字数：309000

1990年2月北京第一版·1990年2月北京第一次印刷

印数：1—750册　　国内定价：8.55元

ISBN7-116-00541-2/P·459

科目：211-94

序

青藏高原位于亚洲大陆的南部，地处巨型特提斯-喜马拉雅构造域的东段。由于它具有独特的自然地理环境和复杂的地壳结构，长期以来就引起国际地学界的瞩目，成为地球科学家们竞相探索的对象，围绕着它的成因和某些特殊地质现象，曾经提出过这样、那样的推论和假说，不止一次地展开过激烈的论争。早在19世纪末叶，喜马拉雅山就被地质和地球物理学家当作地壳均衡论的例证；而巨型推覆构造的发现，更激发了众多地质学家深入探索的兴趣。特别是本世纪60年代以来，由于国际合作"上地幔"计划的完成和"地球动力学"计划的实施，板块构造学说的兴起，这里更被视为研究和解决造山带地质演化和大陆板块岩石圈发展模式的理想地区，和解决亚洲乃至全球构造问题的一个关键地区。这或许就是近年来国际地学界掀起"青藏高原热"的真正原因。

青藏高原是世界上形成时代最晚、面积最大的高原，总面积达200多万平方公里，平均海拔高度4500m，蕴藏有巨大远景的铬、铁、有色金属、贵重金属、硼、锂等重要矿产资源。喜马拉雅山是世界上最高的山系，东西绵亘2500km，平均海拔高度6000m。青藏高原和喜马拉雅山丰富多彩的地质现象和极其特殊的构造群体组合，是举世罕见的。高原的崛起，堪称我们这个星球晚近地质时代最伟大的地质事件之一。因此，研究和查明青藏高原地质构造特征和地壳上地幔形成演化规律，查明高原隆升机理及其对环境的影响，对于本区矿产资源的勘查、开发，国土整治和环境预测以及发展地球科学理论，都具有不可忽视的意义和作用。

我国政府和各有关地质部门十分重视青藏高原的地质调查研究工作。早在50年代初期，以李璞教授为首的中国科学院西藏工作队地质组就在西藏中、东部进行了历时两年的路线地质调查。以后，地质部在柴达木盆地和川西、藏东、藏南等地，开展了石油普查和区域地质矿产的调查；中国科学院等单位在祁连山进行了路线地质调查研究工作。

青藏高原大规模的地质调查研究工作是从60年代开始的。1960—1961年、1963年和1966—1968年，中国科学院三次组织综合考察队和科学考察队，对西藏和希夏邦马峰、珠穆朗玛峰及其毗邻地区进行了地层古生物、岩石、构造等多学科的地质考察。青海、甘肃、西藏、四川、云南等省、自治区地质局在广阔地区内开展了中、小比例尺的地质调查和矿产普查，会同有关科研单位完成了除西藏以外的各个地区的1:100万（温泉幅、玉树幅、昌都幅、重庆幅等）地质矿产图件的编、测工作和若干1:20万图幅的地质矿产调查工作。中国地质科学院和四川、青海、新疆地质局在川西、西藏等地进行了区域地质综合研究和铬铁矿、石油、煤等矿产普查工作。地质部航空物探大队自1969年开始在东经88°—94°，北纬29°—33°范围内进行了1:20万的航空磁测工作。

70年代，除各有关省、自治区地质局继续在更大范围内开展中比例尺地质调查和若干矿种的普查、勘探工作以外，进行了拉萨幅、日喀则幅及西昆仑山等地1:100万的地质填图工作。中国地质科学院会同有关地质局、队在西藏、祁连山等地开展了以基性、超基性岩及铬铁矿为主的专题研究，进行了格尔木—拉萨路线地质调查和青海、川西、藏东铁、铜

矿产的专题研究。中国科学院于1973—1976年再次组织综合考察队，在藏南、藏北进行了更广泛的地质、地球物理的调查研究工作，并编撰出版了系列专著。

从1980年开始，我国各有关部门在青藏高原开展了第二轮大规模的地质和地球物理的调查研究工作。地质矿产部和中国科学院与法国科研中心进行了“喜马拉雅岩石圈构造演化”的合作研究；地质矿产部青藏高原地质调查大队对整个青藏高原及其周边地区的地质矿产开展了深入的调查研究。与此同时，地质矿产部青藏高原地质调查大队会同有关省、自治区地质矿产局加强了对已有成果的综合研究，于1980年编制出版了1:150万的青藏高原地质图，编纂出版了“青藏高原地质文集”和“青藏高原区域地层简表”等专论和专著，比较全面、系统地总结了青藏高原已经积累的地质调查和地质科学研究的丰富成果。

中法“喜马拉雅地质构造与地壳上地幔的形成演化”合作研究，是一次大规模的多学科、多工种的综合地质调查研究工作。在实际调查研究和综合分析地质、地球物理、地球化学研究成果的基础上，对青藏高原的构造特征和隆升机理进行了较系统的阐述。在此基础上，搜集研究前人和邻区资料，编撰成一套专著出版，这是中法合作研究所取得的多方面的，引人瞩目的科学成果。

在地层古生物研究方面，取得了突破性进展。完善了喜马拉雅地区和藏北申扎地区古生代地层系统，进一步证实了冈底斯地区古生界属冈瓦纳相稳定类型沉积；特别是对藏北石炭二叠纪冰海相沉积和冷水型动物群的深入研究，为冈瓦纳古陆的演化及其与欧亚古陆的分界提供了新的依据。古生代牙形石和冷水型珊瑚群的系统研究，不仅为地层层序划分和确定冈瓦纳古陆北界提供了依据，而且使本区成为当前世界上冷水型珊瑚群研究最详细的地区之一。

发现并详细研究了申扎地区奥陶—志留系界线剖面、定日志留—泥盆系界线剖面、聂拉木泥盆—石炭系界线剖面和古错侏罗—白垩系界线剖面。这些界线剖面地层层序完整，化石丰富，具有建立界线层型剖面所必备的地质条件。它们不仅为探讨青藏高原和特提斯-喜马拉雅构造带的地质构造演化历史提供了宝贵资料，而且为争取在我国建立某些地层的界线层型剖面，增加了候选剖面。

通过堆晶辉长岩、岩浆房、岩墙岩床群、斜长花岗岩的发现以及地层古生物学、岩石矿物学、地球化学及微构造学的深入研究，建立了雅鲁藏布江完整的蛇绿岩剖面，为我国乃至世界蛇绿岩研究提供了典型实例。

雅鲁藏布高压低温蓝闪石片岩带和冈底斯高温变质带的详细研究及其矿物组合的确定和划分，从地层、岩石矿物、地球化学以及构造等方面的证据出发，对雅鲁藏布古沟、弧、盆体系的再造，为探讨喜马拉雅及其邻区构造演化建立了理想模式。

较详细地研究了青藏高原，特别是雅鲁藏布江流域的活动构造，划分出9条近南北向的活动构造带，研究和探讨了活动构造与地震、地热、湖泊形成及第四纪矿产的关系，探讨了活动构造形成的模式和机理。

藏北申扎-纳木湖一带巨大推覆构造带的发现，班公-怒江蛇绿岩带的证实，以及对安多-东巧等地蛇绿岩岩石序列、成因、特征及相关地质构造背景的详细研究，对认识高原地壳增厚原因，探讨冈瓦纳古陆与欧亚古陆聚敛、碰撞历史及构造演化，提供了论据。

对喜马拉雅和冈底斯地区的中酸性侵入岩、火山岩以及高喜马拉雅等地变质岩进行了

较深入的研究，划分了岩带和变质相带；首次开展了系统的熔融包体研究，进一步进行了岩石同位素年代研究，提出一批可靠的测试数据，在珠穆朗玛峰和念青唐古拉地区获得1250Ma变质岩年龄（U-Pb等时线），康马岩体片麻状花岗岩485Ma、486Ma、588 Ma(U-Pb及Rb-Sr等时线）年龄数据。

对雅鲁藏布江一带蛇绿岩底部豆荚状铬铁矿的成因，提出了由原始二辉橄榄岩通过两种辉石的不一致熔融而形成的新见解。

人工爆炸地震和磁大地电流测深、地磁差分测深结果，揭示了高原地壳结构特征；探明喜马拉雅地区地壳厚度达70余公里，冈底斯地块的地壳厚度一般达60km左右，壳内存在两个低速、低阻层，地壳具有明显的层状结构；在珠穆朗玛峰一带，莫霍界面突然抬升，地壳厚度仅50km，显示喜马拉雅山并无山根；藏北普遍存在15—20km的壳幔混合层。

对中新生代地层和部分古生代地层进行了古地磁的测量和研究，古地磁数据提供了冈瓦纳大陆分裂和分裂出的微板块以不同速度向北漂移以及高原地壳聚敛、缩短的证据，同时计算了各时代陆块漂移的速率。

在藏南羊卓雍错和普莫雍错第一次获得实测的大地热流数据。高的热流值（羊卓雍错为3.5HFU，普莫雍错为2.2HFU）说明喜马拉雅地区存在浅部热源体，并计算了高原隆升、侵蚀速率，为探讨青藏高原形成演化和隆升过程提供了热力学方面的证据。

这套专著分为：总论、地层古生物、蛇绿岩、中酸性岩浆岩、变质岩、工人爆炸地震测深、大地电流测深、古地磁测量及热水地球化学、活动构造等九个专题。各分册分别就有关领域的研究结果进行了全面的总结和论述。

我们编辑出版这套专著的目的，就是为了对几年实际调查研究所取得的丰富资料和科学数据进行一次科学的总结，以期为青藏高原地区的经济建设和资源勘查、开发作出贡献，为发展我国地质科学事业作出贡献。专著中所总结的内容和一些结论性的认识，自然要经受历史的检验。今后的实践将会证明，其中一些认识是正确的或基本正确的，另一些认识是片面的甚至是错误的。我们希望正确的部分得到采纳和继承，错误的部分得到纠正，我们切望获得批评和指正。

李廷栋　1986年10月

较深入的研究，划分了岩带和变质相带；首次开展了系统的熔融包体研究，进一步进行了岩石同位素年代研究，提出一批可靠的测试数据，在珠穆朗玛峰和念青唐古拉地区获得1250Ma变质岩年龄（U-Pb等时线），康马岩体片麻状花岗岩485Ma、486Ma、588 Ma(U-Pb及Rb-Sr等时线）年龄数据。

对雅鲁藏布江一带蛇绿岩底部豆荚状铬铁矿的成因，提出了由原始二辉橄榄岩通过两种辉石的不一致熔融而形成的新见解。

人工爆炸地震和磁大地电流测深、地磁差分测深结果，揭示了高原地壳结构特征；探明喜马拉雅地区地壳厚度达70余公里，冈底斯地块的地壳厚度一般达60km左右，壳内存在两个低速、低阻层，地壳具有明显的层状结构；在珠穆朗玛峰一带，莫霍界面突然抬升，地壳厚度仅50km，显示喜马拉雅山并无山根；藏北普遍存在15—20km的壳幔混合层。

对中新生代地层和部分古生代地层进行了古地磁的测量和研究，古地磁数据提供了冈瓦纳大陆分裂和分裂出的微板块以不同速度向北漂移以及高原地壳聚敛、缩短的证据，同时计算了各时代陆块漂移的速率。

在藏南羊卓雍错和普莫雍错第一次获得实测的大地热流数据。高的热流值（羊卓雍错为3.5HFU，普莫雍错为2.2HFU）说明喜马拉雅地区存在浅部热源体，并计算了高原隆升、侵蚀速率，为探讨青藏高原形成演化和隆升过程提供了热力学方面的证据。

这套专著分为：总论、地层古生物、蛇绿岩、中酸性岩浆岩、变质岩、工人爆炸地震测深、大地电流测深、古地磁测量及热水地球化学、活动构造等九个专题。各分册分别就有关领域的研究结果进行了全面的总结和论述。

我们编辑出版这套专著的目的，就是为了对几年实际调查研究所取得的丰富资料和科学数据进行一次科学的总结，以期为青藏高原地区的经济建设和资源勘查、开发作出贡献，为发展我国地质科学事业作出贡献。专著中所总结的内容和一些结论性的认识，自然要经受历史的检验。今后的实践将会证明，其中一些认识是正确的或基本正确的，另一些认识是片面的甚至是错误的。我们希望正确的部分得到采纳和继承，错误的部分得到纠正，我们切望获得批评和指正。

李廷栋　1986年10月

目　录

CONTENTS

喜马拉雅山北麓——雅鲁藏布江地区人工爆炸地震测深地壳结构

高恩源[1]　徐中信[1]　王香泾[1]　熊绍柏[2]
黄立言[3]　付维洲[1]　A.依尔恩[4]　J.诺贝尔[4]
J.魏朗特[4]　G.魏特兰日[5]

前　　言

根据中法两国政府协议，中国和法国的地质、地球物理学家合作，开展了“喜马拉雅地区地质构造和地壳上地幔的形成和演化研究”。人工爆炸地震探测是其中的一项重要内容。

1981年两国科学家在西藏南部喜马拉雅山北麓—雅鲁藏布江地区，东起普莫雍湖、西至佩枯湖，东西长500km的剖面上进行了人工爆炸地震，探测地壳上地幔的结构。

一、测线位置及探测结果

根据以往的地质、地球物理资料，证明测区南北走向的地质构造和地球物理场极为复杂，而测区东西走向的地质构造是连续的，简单的。因此，1981年人工爆炸地震探测的主测线是沿东西方向布置的。主测线位于雅鲁藏布江南侧，这样可以与江北另一条东西向测

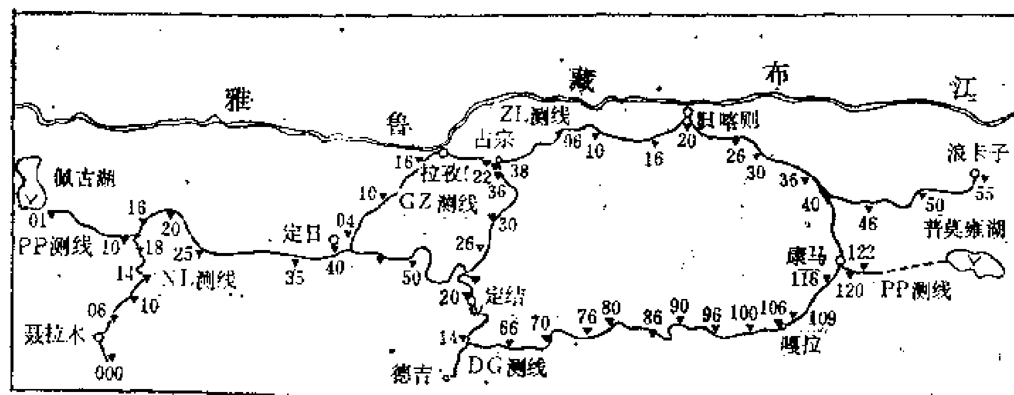
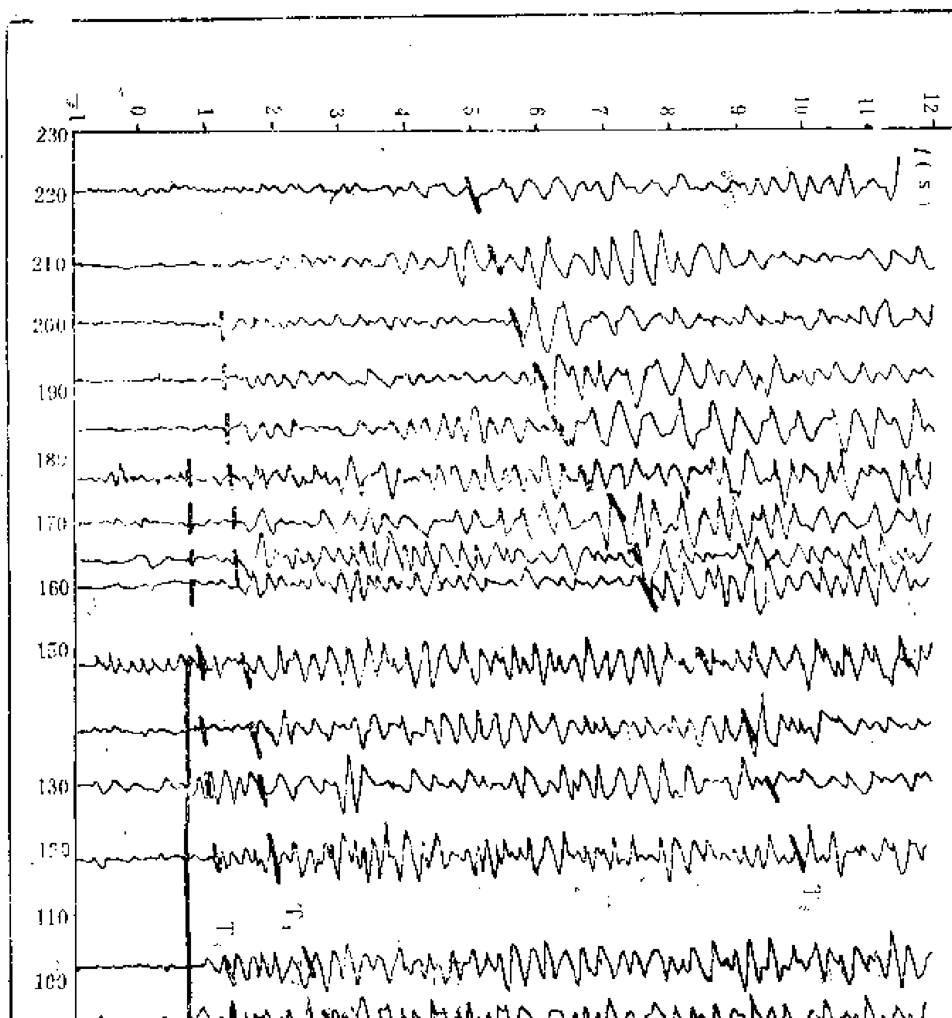


图 1　地震测线位置图

Fig. 1　Location of profiles

① 中国　长春地质学院
② 中国科学院　地球物理研究所
③ 中国地质科学院
④ 法国　巴黎地球物理研究所
⑤ 法国　斯特拉斯堡地理物理研究所



0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
t(s)
230
220
210
200
190
170
160
150
130
110
100

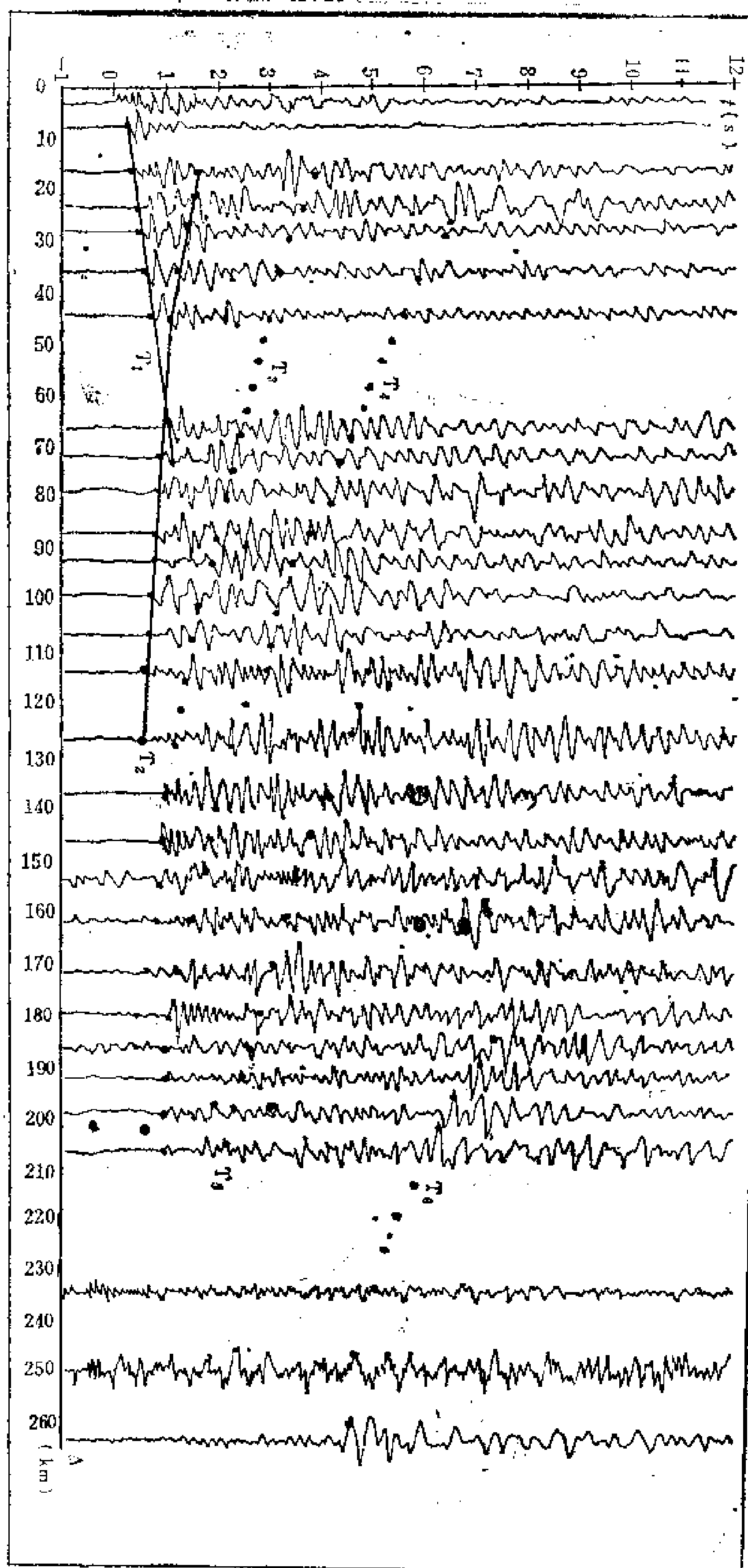


图 3 D-PP(E)定结放炮，定结以东波形剖面图
Fig. 3 D-PP(E) record section of the main line

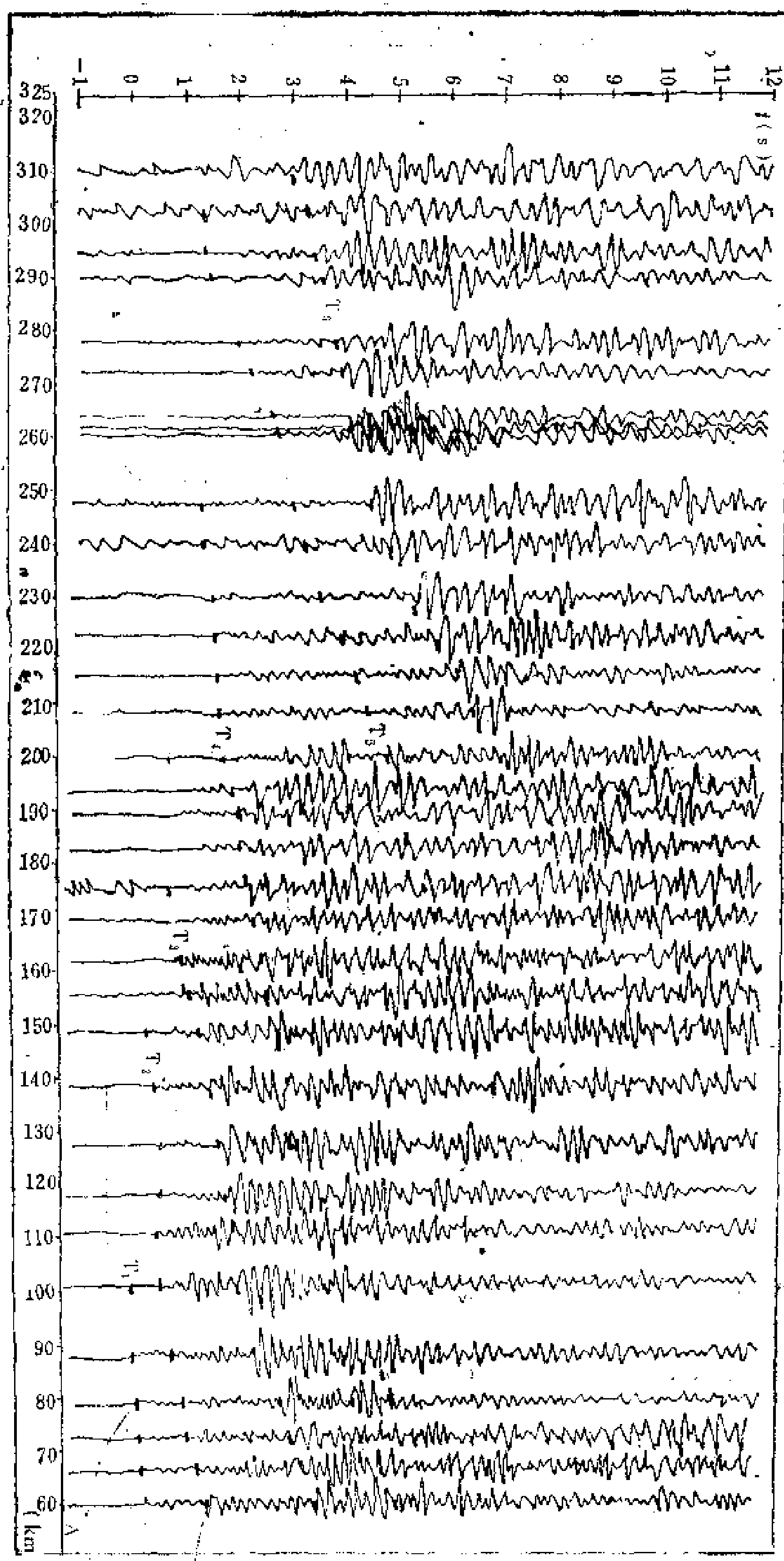


图 4　M-PP普莫雍湖放炮，主剖面波形剖面图

Fig. 4　M-pp record section of the main line. Shotpoint at Lake Pumoyongcuo

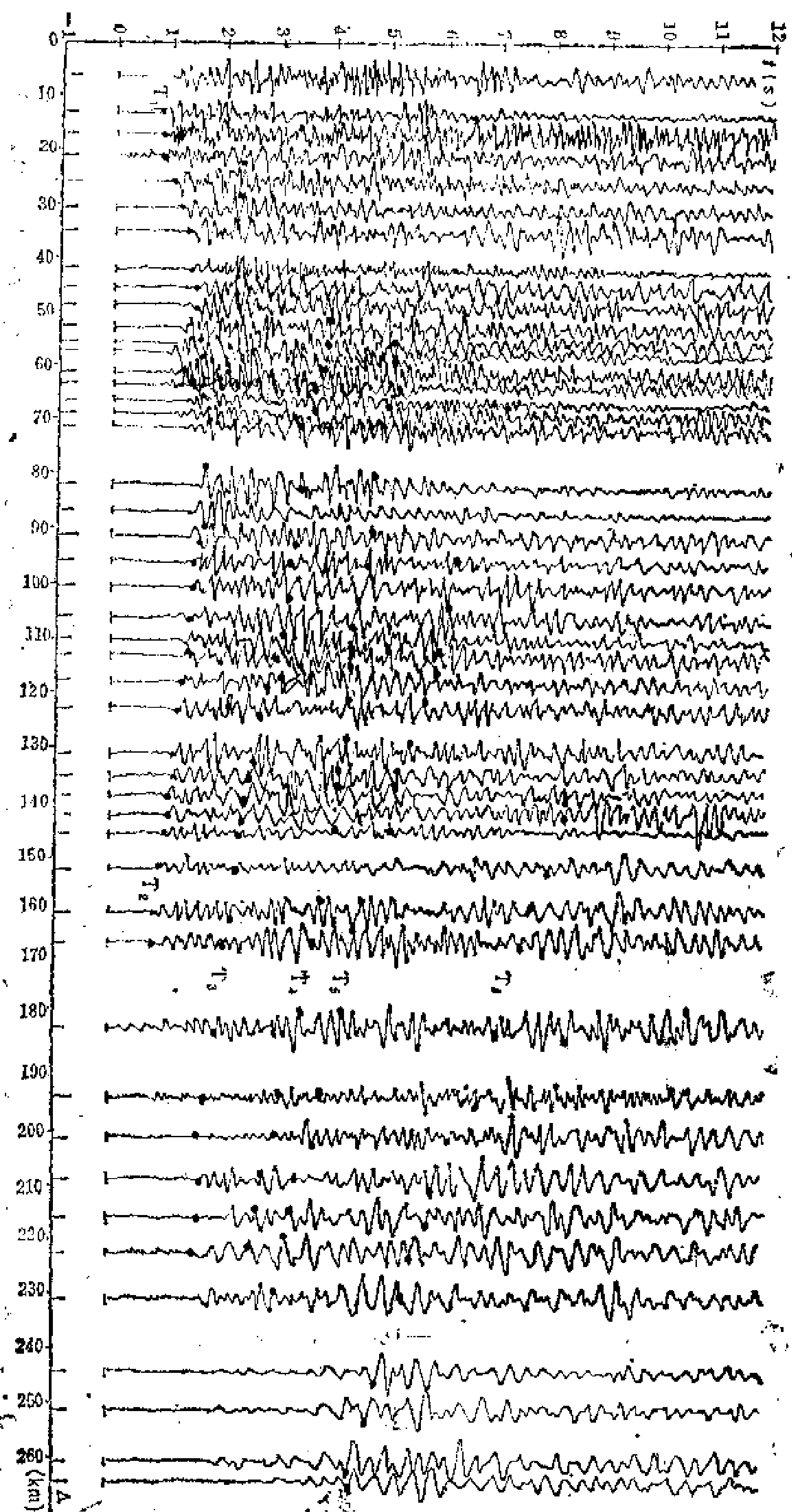


图 5 G-PP佩枯湖放炮，主剖面波形剖面图

Fig. 5 G-PP record section of the main line Shotpoint at Lake Peigcuo

线的探测结果进行对比解释。辅助测线为若干条垂直于构造线的南北向非纵剖面。测线位置详见（图1）。

主测线由普莫雍湖—佩枯湖，为一条纵测线。辅助测线有占宗—浪卡子，纵测线有德吉—占宗；六十道班—聂拉木；定日—拉孜三条扇形剖面。

藏南地区多高山，交通极为不便，地震测线必须沿公路布置，因此，测线略为弯曲。

测地工作　观测点是采用1/10万和1/5万地形图定点，实际误差不超出±10m。爆炸点位置是用经纬仪三点交汇确定的。

接收工作　采用三方位的检波器，标准频率是2Hz。记录系统是调频，低频的单道模拟磁带地震仪。接收台站间距平均为7km。

由三个炮点激发地震波，其中佩枯湖和普莫雍湖二个点，采用湖中放炮，定结炮点采用井中爆炸的方式。三个炮点共进行八次爆炸，均采用组合爆炸方式，最大药量为10t，最小药量为2t。

在八次激发时有三百多个观测点接收。在这些地震记录中，根据不同测线，组成12张波形剖面图。主测线的4张波形剖面图编号为：

① D-PP(W) 波形剖面图，是定结爆炸，定结以西的接收段记录（见图2）。

② D-PP(E) 波形剖面图，是定结爆炸，定结以东的接收段记录（见图3）。

③ M-PP波形剖面图是普莫雍湖爆炸的接收段记录（见图4）。

④ G-PP波形剖面图是佩枯错爆炸的接收段记录（见图5）。

二、波形剖面图的分析及有效波的对比

主测线上的四张波形剖面图：D-PP(W)、D-PP(E)、M-PP和G-PP，从宏观上看，深部对应的震相是很明显的、同相轴光滑；浅中部对应的震相也是容易识别出来有效波。根据广角反射的理论和实测走时曲线的特征，细致分析震相，在波相剖面图上能比较清楚的识别出六个反射波同相轴：T_1、T_2、T_3、T_4、T_5和T_6，相对应的反射界面是R_1、R_2、R_3、R_4、R_5和R_6。各震相的特点分述如后：

T_6震相能量强、频率低，波形清晰。临界点距离是200km左右，临界点附近的波初动明显。追踪距离长，可对比距离达140km。T_6震相经分析和计算认为是来自莫霍界面的反射波。

T_5震相　每张波形剖面图上都不很明显。经过细致的对比在D-PP(E)、G-PP和M-PP的剖面图上，均有显示。T_5是地壳下部的一个界面的反射波。

T_4震相　在主测线的波形剖面图上部能识别出来。特点是，在近炮点的地震波，能量强；远炮点的波初至清楚。临界点约在150—160km。同相轴光滑，显示为向上凹。T_4反射波是来自地壳中部的反射界面。

T_3震相　具有T_4反射波的动力学特点，运动学上存在时间差，因此，也是较容易识别的反射波。临界点在100—130km之间。T_3是地壳上部的一个强反射界面的地震波。

T_2和T_1震相　虽然不如F_3震相容易识别，细致分析对比仍能认出有效波，勾出同相轴。D-PP(E) 波形剖面图上T_1及T_2是明显的。M-PP波形剖面图上T_1和T_2都不够清楚。T_1波为沉积岩层底部的反射波。T_2是浅部地壳中一个界面的反射波。

总的来说，主测线上的四张波形剖面图中的T_6震相，是来自莫霍界面，这一结论是很清楚的，其反射波走时曲线特征突出，对比最为可靠。其余各震相都有独特的特征，可以连续对比识别出来，是来自地壳不同界面的反射波。

三、深部地震资料的计算解释方法和结果

在深部地震资料的计算解释上我们采用了四种正反演方法进行解释。

1．首先、采用反演的“剥皮法”。方法是考虑了地球表面的弯曲情况。利用均匀介质内，球对称折射定律，经过转化推导出一个重要函测$V_0(R_0, P)$：

$$V_0(R_0,P)=\frac{R_0\cdot\sin i_0}{P}$$

再依据反射波的运动学理论，可以得出另一个重要函数$V_0(R_0, T)$：

$$V_0(R_0,T)=\frac{R_1\cos i_1+R_2\cdot\cos i_2-2R_0\cos i_0}{T}$$

式中：$V_0(R_0,P)$ 与$V_0(R_0,T)$ 为待求反射界面的速度函数。R_1、R_0、R_2和i_1、i_0、i_2分别为震源、反射点、观测点到地球球心的半径和对应点的入射角、反射角、出射角。P是射线参数。

实际计算解释时，在识别对比出来的反射波同相轴上，取出一系列震中距Δ_i和对应的走时T_i，按上述函数的公式编成计算程序（称PLUCH 程序），进行计算$V_0(R_0,P)$ 和V_0（R_0,T），并绘成两簇曲线，求出交点即可知道第一个反射界面的深度和速度。

计算顺序是先算最上层的深度和速度，从上至下逐层计算，相当逐层剥去的计算，故称“剥皮法”。计算下层时把上覆所有层简化为一个等效层，减去这层的影响，再来求取下层的深度和速度。

剥皮法的解释精度与识别出来的反射波同相轴数据准确程度有关。对比出来的同相轴不正确时，两簇曲线分散，交点不好；计算层不均匀或界面倾斜过大，都影响曲线簇聚交程度，降低解释精度。

用剥皮法对主测线上的波形剖面图，进行识别对比取得的反射波计算结果，交点明显，效果较好。见图6、7和图8。

图6，为D-PP(W) 剖面图上T_3的剥皮法计算解释（剥去上层）成果图。$V_0(R_0,P)$与$V_0(R_0,T)$ 两曲线簇的交点R_3，纵座标为界面深度H_3，是18km，横座标速度值V_3，为6.1km/s，即是界面R_3的值

深度：$H_3=18$km

速度：$V_3=6.1$km/s

图7，是D-PP(W)剖面图上T_4的剥皮法计算解释（剥去上层）成果图。图上曲线簇的交点，纵座标为R_4界面深度，横座标是速度值，即：

深度：$H_4=33$ km

速度：$V_4=6.3$km/s

图8，是D-PP(E) 剖面图上T_5的剥皮法计算解释成果图。图上两曲线簇的交点，纵

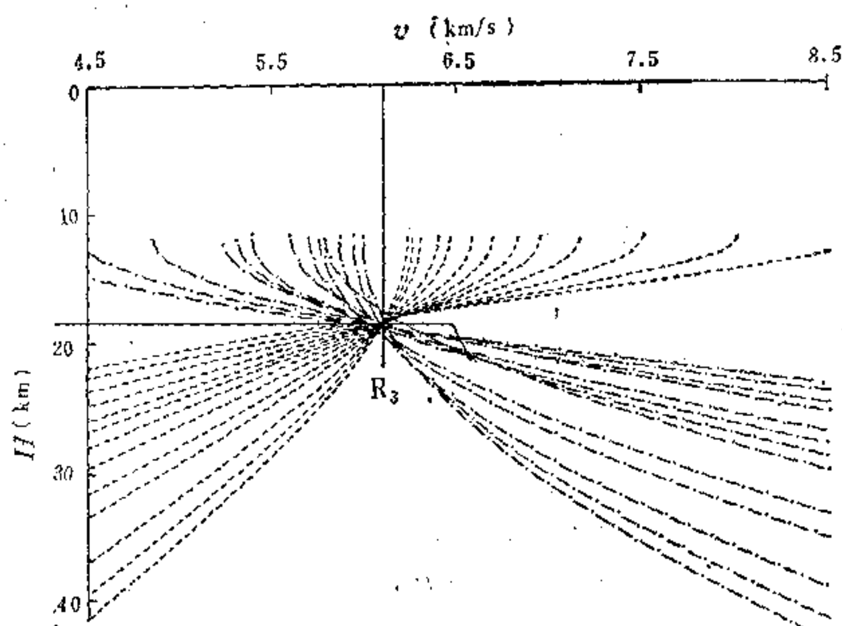


图 6　R_3剥皮法成果图

Fig. 6　Result of R_3 phase stripping

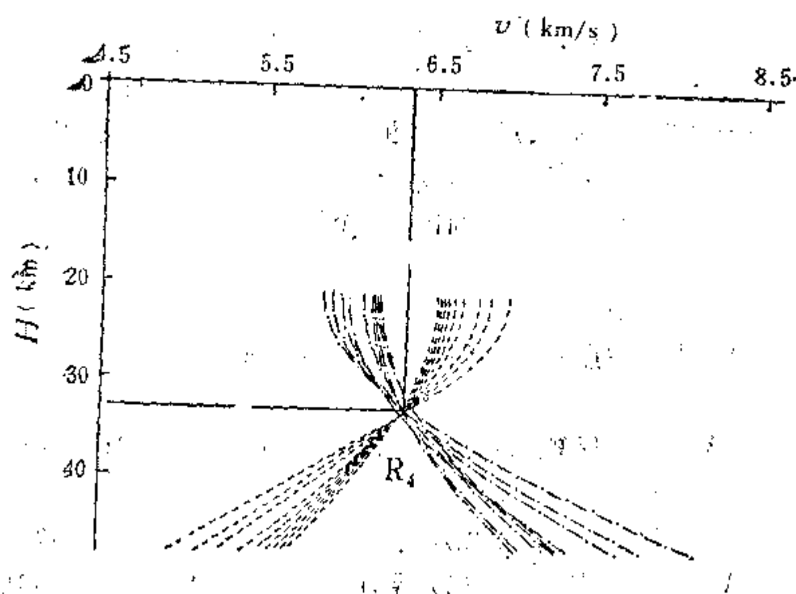


图 7　R_4剥皮法成果图

Fig. 7　Result of R_4 phase stipping

深度：$H_5=49$ km

速度：$V_5=6.2$km/s

因为没有剥去上层、故计算结果与解释结果存在误差。

此外，剥皮法的计算结果，可以提供反射界面是否倾斜及其倾向和低速层存在的信息，这对正演拟合解释极为有用。

2．正演拟合的"理论走时曲线法"。这种方法的模型是一个球形地表，地下介质是同心球成层状的、介质内部速度变化按幂函数规律，即：

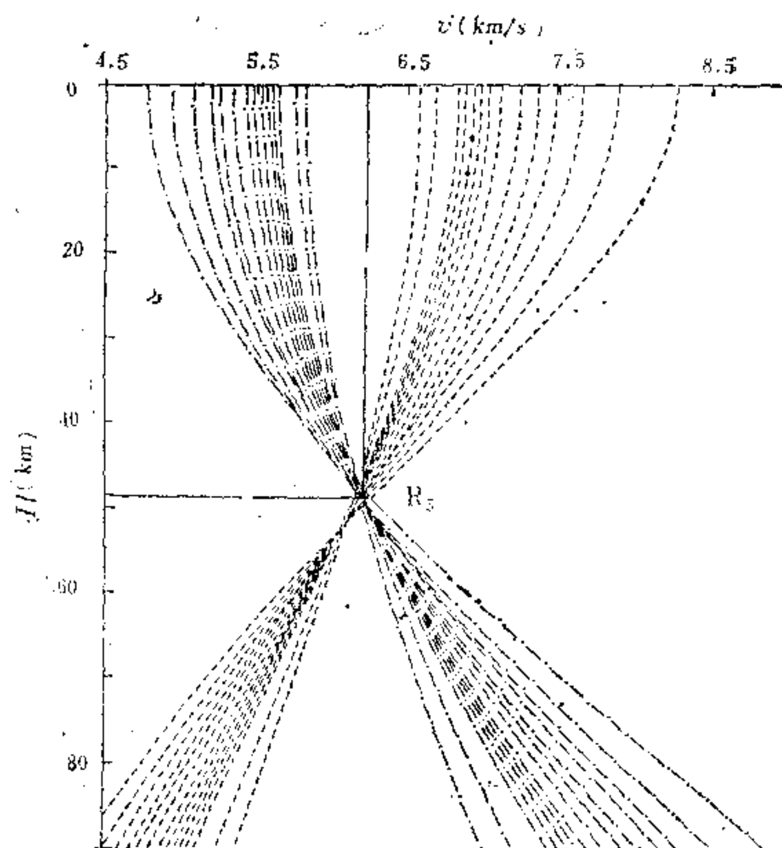


图 8 R_5剥皮法成果图
Fig. 8 Result of R_5 phase stipping

$$V(R)=V_0\left(\frac{R}{R_0}\right)^{r_0}$$

V_0是R_0处的地震波速度，R_0是地球半径。r_0是常数。方法的理论基础为射线方程和走时方程。按此原理编制的计算程序（称为HODO程序）进行计算，可以取得理论走时曲线。

根据主测线的波形剖面图，识别出来的六个同相轴和剥皮法解释出的结果，建立初始模型进行理论走时曲线法的计算，得出了理论走时曲线，它与实测走时曲线拟合，经过反复拟合，最后取得如图 9 的结果。

图9的下方是地震剖面的模型，上方是理论走时曲线（用星号和加号表示）和实测走时曲线（用叉号、圆点和√号表示）。两种走时曲线）拟合误差满足误差要求。解释结果：地壳内部划分为六层和两个低速层。莫霍界面深度是74km，各界面的深度及各层的速度、可见图 9 的地震剖面的模型。

3. 再其次，还有另一种正演拟合的“射线跟效法”。这种方法可用于复杂的地壳上地幔结构，纵向、横向不均匀介质、皆可应用。基本原理是地震波运动学的费马原理和斯奈尔定律。将震源发出的地震波射线，在地下介质被划分为若干个均匀“柱子”中传播，以射线形式跟踪传播，按上述的定律和定理，计算射线经过全程的路径和对应走时并绘出曲线，作为与实测走时曲线拟合用。计算射线跟踪的程序，又称DANTZ程序。

图10是在图9的模型基础上又考虑了地震界面的倾斜，进行射线跟踪法计算绘出的

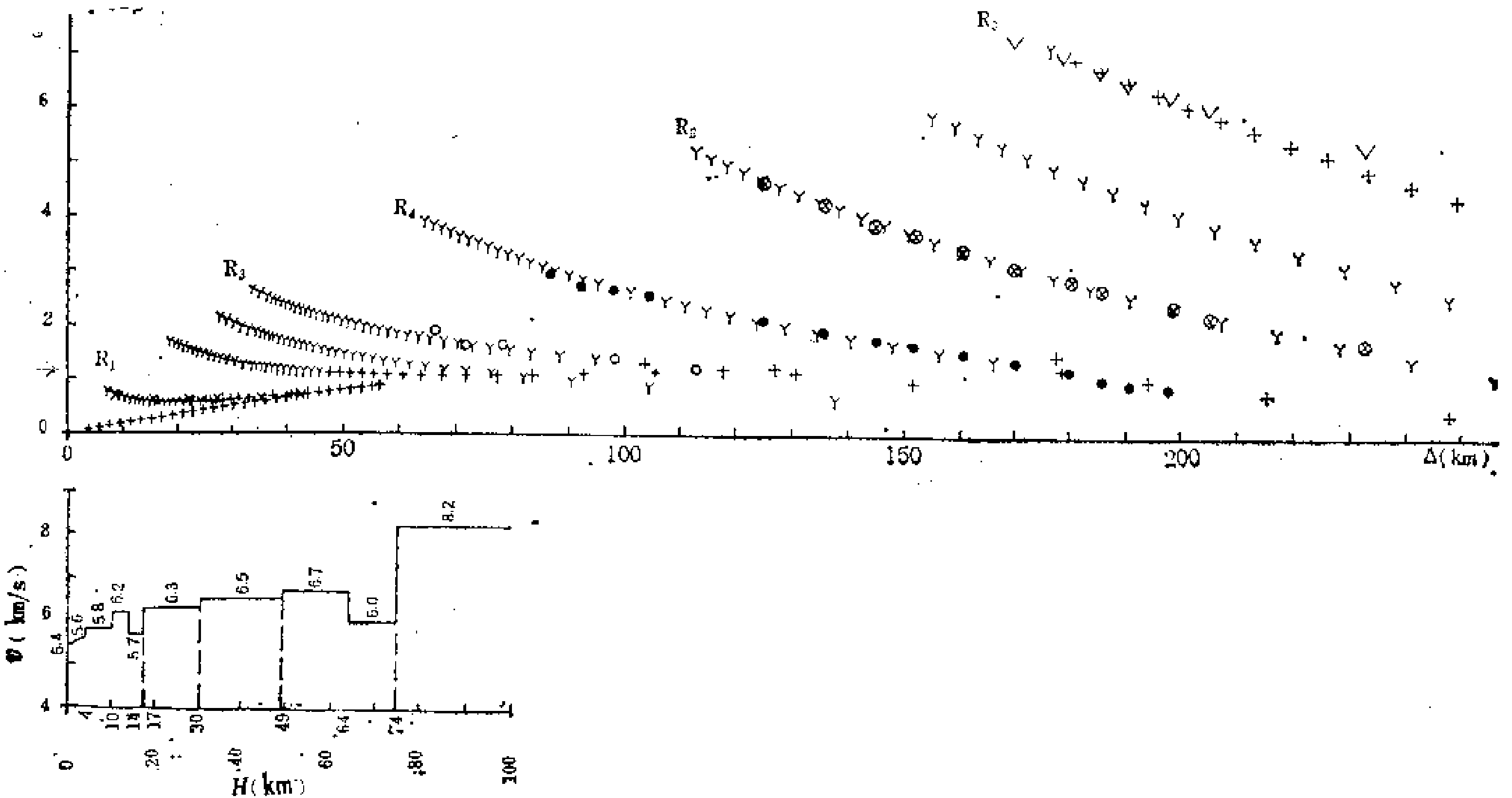


图 9 理论走时曲线图

Fig. 9 Curves of theoretical trowel times

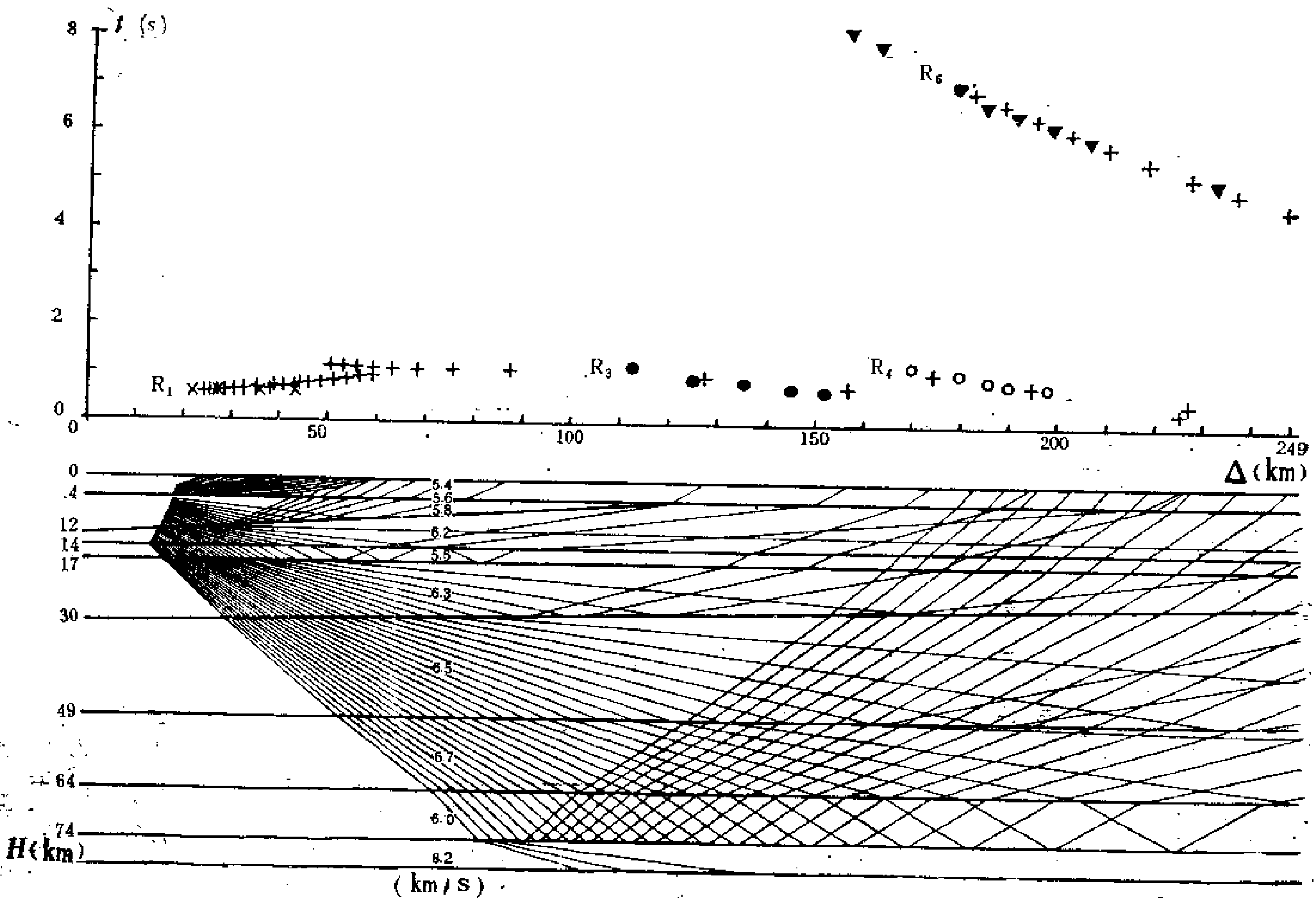


图10 射线跟踪图

Fig. 10 Ray tracing

图。图的下方是介质中地震射线跟踪的路径，图的上方是对应的地震波走时曲线，即由加号织成的曲线。叉号、圆号和三角符号的走时曲线是各反射界面的实测走时曲线。拟合误差满足要求。从图10的下方可知，计算解释结果：地壳上部的第二层是尖灭层；R_4是倾斜界面，向小桩号倾斜；第二层和第八层均是低速层；莫霍界面深度为74km。

4．最后的计算解释方法是"理论图法"。这也是正演拟合的方法，适用于均匀水平介质。特点：理论图法不仅给出波的运动学信息，同时绘出地震波形，提供波的动力学特征。该方法的基本原理是利用波动方程及界面反射系数合成理论地震图。

图11它是按图8的模型计算出来的理论图。图上的"点线"是实测走时曲线，从波的运动学上是拟合很好。波的动力学特征之一，振幅及振幅比也拟合的较好。解释结果可以从图的左上方的速度曲线（即模型给出的各界面及层速度）上看出来。

主测线上的波形剖面图，是采用上述四种方法的正、反演计算及其绘出的图。从图可以解释出地壳结构的地震剖面图和速度结构图。

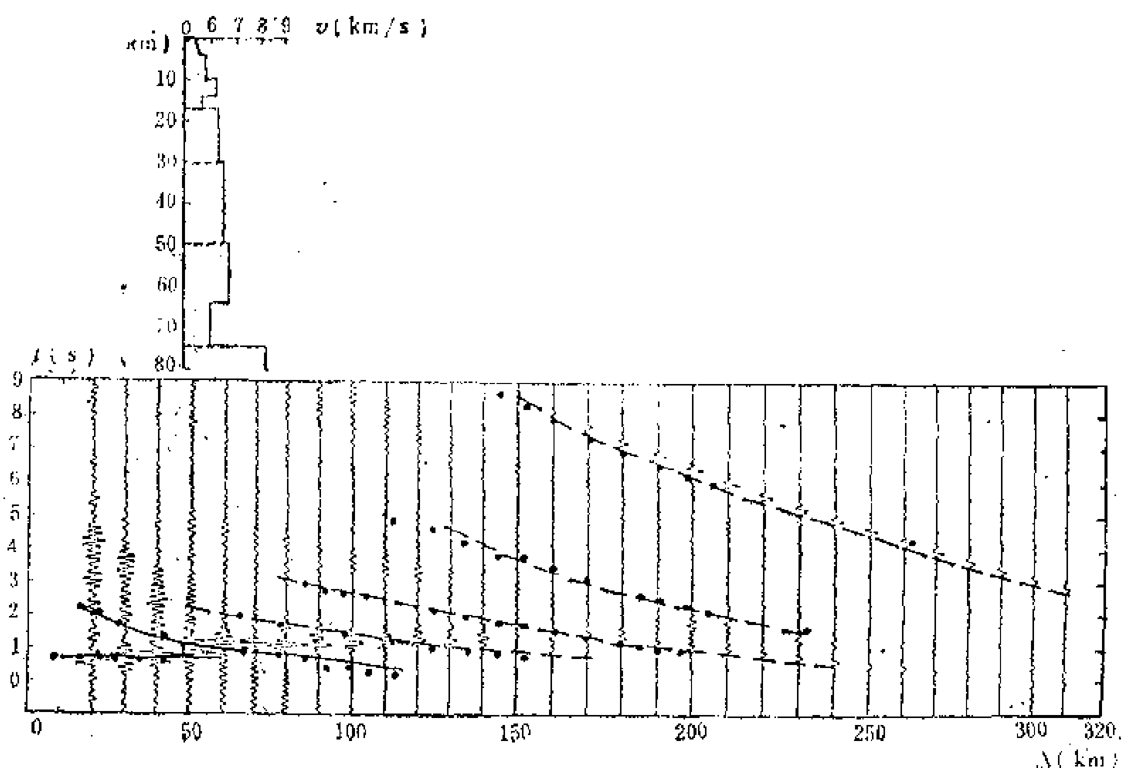


图 11 理论地震图

Fig. 11 Synthetic seismograms

四、测区的地震剖面图、速度结构图和地壳结构特征

对主测线的四张波形剖面图，进行正反演计算解释和综合解释结果，取得喜马拉雅山北麓-雅鲁藏布江地区人工爆炸地震探测的地震剖面图和速度结构图。见图12和图13。

图12的横轴代表测线，左端"0"点是佩枯湖炮点，最右端是普莫雍湖炮点，在230km处为定结炮点。地震剖面图东部地震界面多，包括低速层顶界面共有八个：R_1、R_2、R_3、

R_4、R_5、R_6和二个低速层顶面；西部界面少，有R_1、R_2、R_3、R_4、R_6和一个低速层顶面，缺少R_5。莫霍界面的深度，东部深为75km，西部较浅为73km。东部地壳平均速度约为6.25km/s；西部地壳的平均速度为6.2—6.3km/s。

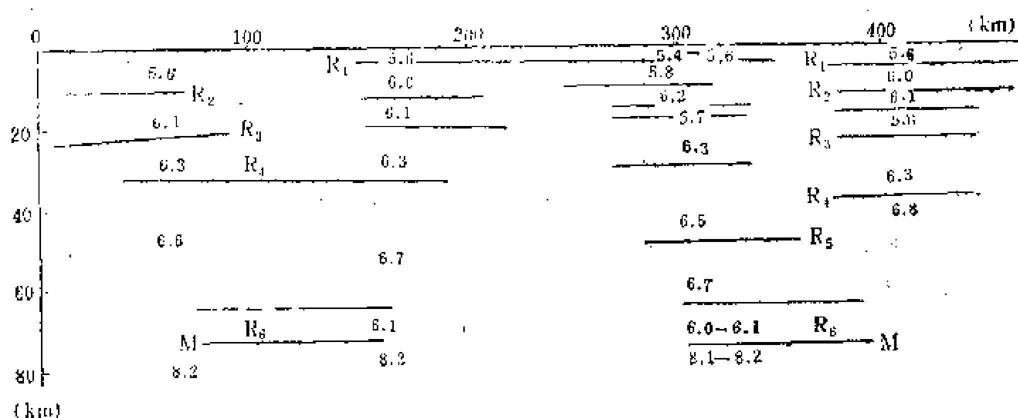


图 12 PDP地壳与上地幔结构图

Fig. 12 Structure of the crust and upper mantle at PDP

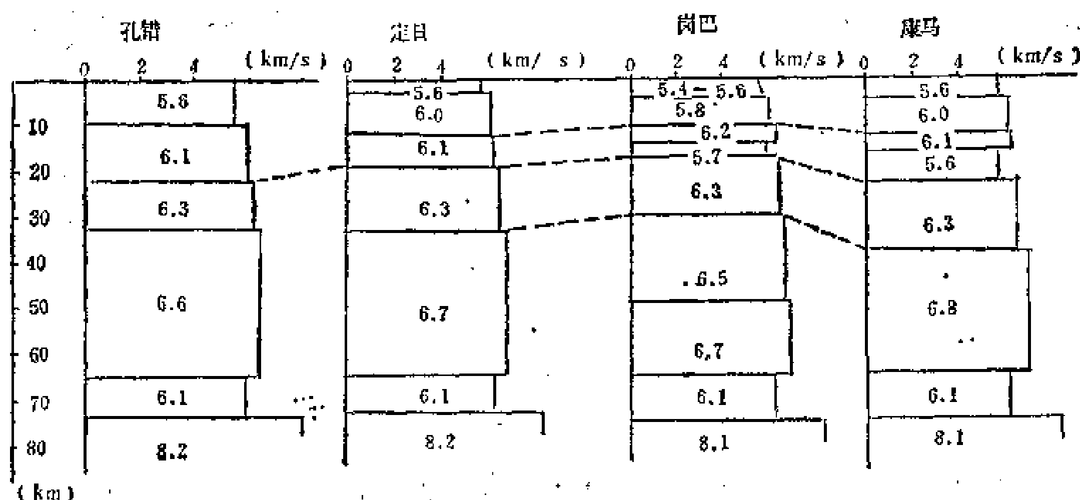


图 13 地震波速度结构图

Fig. 13 Structure of the crust and upper mantle pattern at PDP

图13是在约500km测线上，均匀的选出四处：孔错、定日、岗巴和康马绘出速度柱状图。图的横轴代表地震波速度，纵轴代表各界面的深度。图13的速度结构图，不仅反映了地壳内部结构的纵向变化，同时提供横向的变化。这是了解地壳结构很有用的信息。

从地震剖面图和速度结构图上面，可以得出喜马拉雅山北麓—雅鲁藏布江地区的地壳特点：

1. 测区东部地壳地震反射界面多，说明地壳层面发育，解释出八层，上部分层多且薄，下部分层少而厚。地壳内存在两个低速层，分布于上、下地壳中；西部地壳地震反射界面少，地壳内分层少，解释为六层，每层都较厚，说明地壳发展较稳定。

2. 对主测线的波形剖面图经过计算解释，莫霍界面是很深的，为73—75km，这表明西藏南部地壳巨厚，相当一般地壳厚度的两倍。说明喜马拉雅山北麓—雅鲁藏布江地区为印度板块与欧亚板块的碰撞接触地带。

3. 地壳内部呈现两个低速层，分别位于地壳上部和下部。在确定低速层存在与否时，是用多种方法、经过正演、反演进行计算解释的。再结合测区已有的地质、地球物理资料分析，认为低速层是存在的。上部低速层、深度在15—16km处，厚度是3—4km，层速度为5.6km/s，与其上、下层的速度差是0.5km/s和0.6—0.7km/s。下部低速层靠近莫霍界面，深度约是65km，厚度10km，速度为6.0—6.1km/s它与上下层的速度差为0.7—0.6km/s和2.1km/s。

4. 从速度结构图上可以看出，在岗巴附近，地壳显示上升现象，幅度近10km。

5. 由于地壳内的上部低速层的存在，使地壳结构出现周期性变化，可能存在“双地壳现象”，可解释为板块俯冲结果。

本文的作者们都是参加实际工作，担负野外工作及室内解释工作的主要人员。参加该项合作的中方单位有：中国地质科学院、长春地质学院、物探研究所和中国科学院地球物理研究所。

STRUCTUER OF THE CRUST AND VELOLITY DISTRIBUTIONAL CHARACTERISTICS IN THE UNIT BETWEEN HIMALAYA MOUNTAIN AND THE YARLUNGZANGBO RIVER

Gao Enyuan[①],Xu Zhongxin[①],Wang Xiangjing[①],
Xiong Shaobei[②],Huang Liyan[③],Fu Weizhou[①]
A.Hirn[④],J.Jobert[④],G.Wittlinger,[④]

Abstract

In 1981, the Chinese and Franch geophysicists conduxted deep seismic sounding in the Southern Tibet. The longitudinal sounding line started from Paiku Co Lake (in the west), passed through Dinggye, ended Puma Yumco Lake (in the east). The section length is 500km. The code is PDP section and ZL (Zanzong-Nagarze) section. The fan line are three section:ZD (Zanzong-Dege) section, 60DN (60 Dobai-Nyalam) section and DLZ (Dige-Laze-Zanzong) section.

The results of data analysis are as follows:

1. The depth of Moho surfuce is 73—75 km. The average velocity in the upper crust is 6.2—6.3km/s;

2. There exist two low velocity layers in the upper crust.

The first low velocity lager: depth=15—16 km, thickess=3—4km, velocity=5.6km/s. The second low velocity:depth=65km, thickess=10km, velocity=6.1km/s.

① Changchun College of Geology, China
② Institute of Geuphsics, Academia Sinica, China
③ Geological Team 562, CAGS China
④ Institute de Physique du Globe, Paris, France

高喜马拉雅山与雅鲁藏布江缝合带之间上部岩石圈的主要特征

A.依尔恩① G.诺贝尔①

G.魏特兰日② 徐忠信③ 高恩源③

一、地震剖面位置的选择

由于可能存在异常大的地壳厚度，用爆炸地震方法研究西藏南部高海拔地区壳幔过渡带的工作遇到了许多困难。长距离记录的莫霍面反射波或者波的性质受限于炸药量大小的影响。另一个影响莫霍面的有关数据的问题是构造复杂性。这也许是造成横穿雅鲁藏布江缝合带的喀拉昆仑—帕米尔剖面和西藏纳木湖—亚东剖面上所遇到的情况，地震波传播受到构造非均质带的干扰。所以，在藏南我们选择了平行于构造走向，介于高喜马拉雅带和

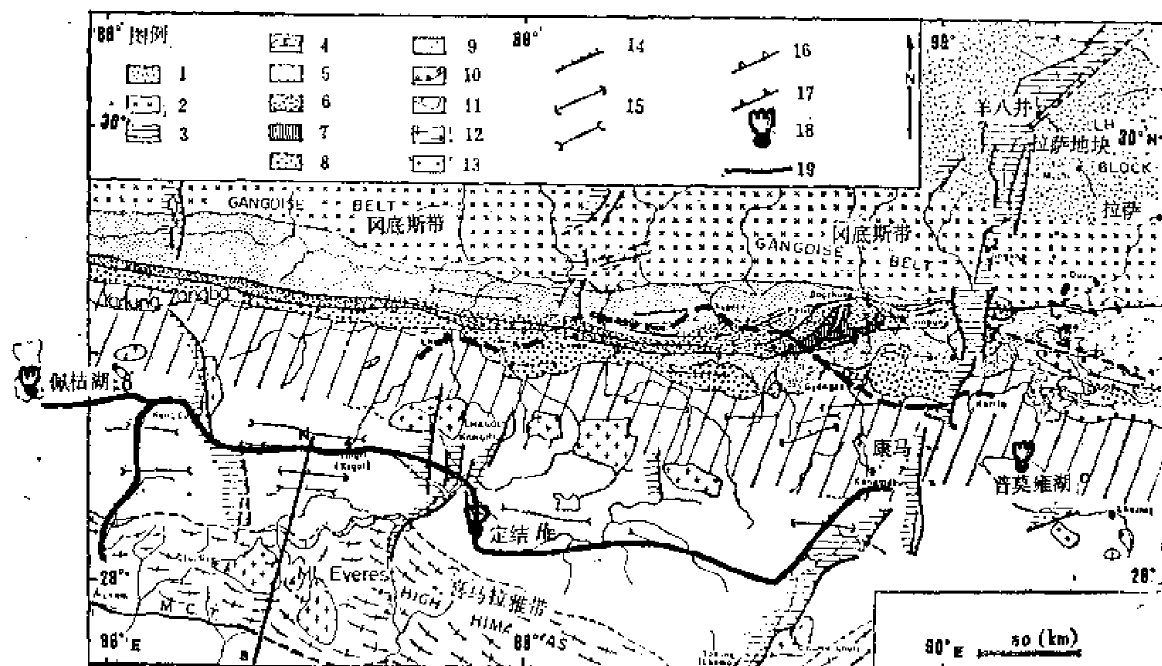


图 1 1981年地震测线布置图

1—拉萨地块；2—冈底斯带；3—更新世地堑；3—柳区砾岩；5—日喀则群；6—蛇绿岩套；7—蛇绿岩变质基底；8—晚白垩混杂堆积；9—三叠纪复理石；10—上白垩统不整合；11—印度板块陆架沉积；12—高喜马拉雅片麻岩；13—喜马拉雅花岗岩；14—活动断裂；15—褶皱轴；16—第三纪逆断层；17—早期逆断层；18—炮点；19—测线

Fig. 1 Sketch of seismic profiles, Southern Tibet 1981.

① 法国巴黎地球物理研究所

② 法国斯特拉斯堡地球物理研究所

③ 长春地质学院

雅鲁藏布江缝合线之间的东西向测线，其目的是保证能够记录测线深部有可以追踪的连续界面。剖面东面长500km（图1）。

剖面西端佩枯湖和东端普莫雍湖均作为爆炸点，药量10t，以100kg炸药为单位构成方阵组合炮，在水面下等深处（40m）引爆，以提高爆炸功效。在剖面中间定结，采用井炮，钻井深40m，进行了3.6t和7t的两次爆炸。40台轻便地震记录仪布置在整个测线上，分段接收。每个台站间距为5—10km。为了完成喜马拉雅山到西藏中部地质非均质体有关的地壳深部结构的对比，1982年在雅鲁藏布江缝合线以北再布置一条地震剖面。

有关重力场的解释（Warsi、Molnar，1977；刘元龙等，1977）使我们认识到，从德干平原到西藏高原，莫霍面的深度变化平缓。在这些模式中，以及前面提到的南北向地震剖面建立的模式中，东西向普莫雍湖—佩枯湖地震剖面以下的莫霍界面深度为45—55km。

但是，从这种深度出发，我们只能部分地预测到，要获得临界反射波，记录范围需大于150km。在对数据实时初评的基础上，有必要增加炸药量。这些数据表明，这个50km的深度值是大大低估了。

二、莫霍面反射波以及壳幔过渡层

我们试验的主要成果是获得了强而清晰的莫霍面反射波。图2是从普莫雍湖炮点获得的记录剖面的一部分。所有记录道的增益均相等，折合速度为6km/s。减小记录时间达15秒后，在200与300km之间，可容易地采用一条弯曲逆向走时曲线支对突出的幅度进行对比。利用时间和曲率对走时曲线的反演（图3b）（Michel, Hirn, 1980）得出了最初的估计深度，即65km，地壳平均速度为6.2—6.3km/s。

这个炮点的整个记录剖面（图2，其折合速度为6km）显示，在60—140km范围内存在另一个清晰的反射波，这就使我们可以准确地计算出（图3a）上地壳厚28km，平均速度为6.0km/s。我们能够消除这部分地壳对pmp数据的影响，从而测定出下地壳的平均速度约为6.5km/s。同壳内反射波形成对比的是，pmp缺少曲线相交线，这一特征甚至在知

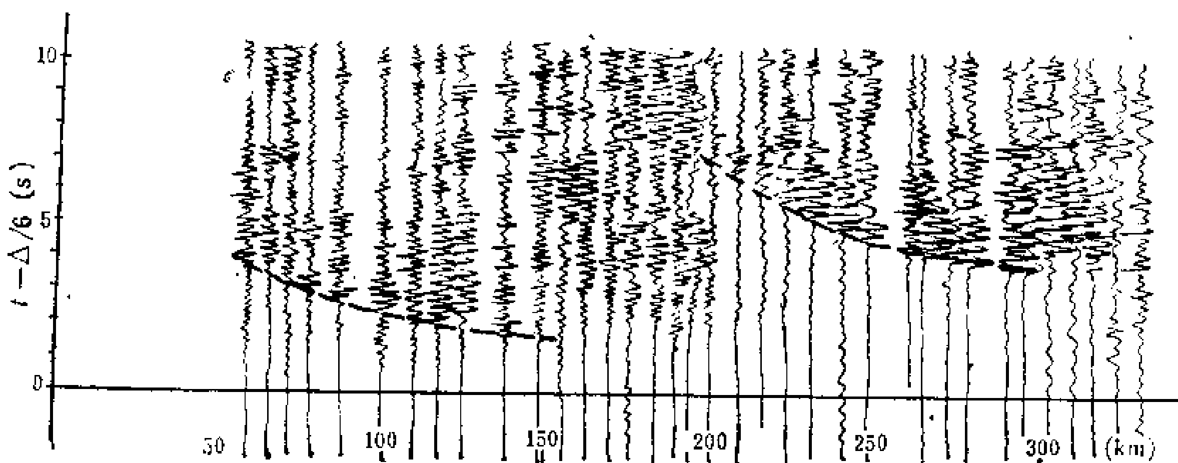


图 2 从普莫雍湖向西追踪的地震记录剖面

Fig. 2 True amplitude vertical component seismograms from shot Puma Laka towards west

道地壳分层的原因后仍然保持下来，并指向反演所推测之一的偏离点（图3d，图 3c）。一级速度间断产生在反射层界面上或水平状态下。对其它炮点以及方向相反的炮点记录下来的剖面也采用了同样的技术，获得了同样的图象。这就意味着莫霍面倾斜在任何一点上，在任何方向上都具有相同的意义。所以将这种影响归于莫霍面的过渡性质较归于其倾斜度更为合理。

我们选择各炮点之间的距离为210—250km，以便使pmp波的反向观测适合于中途的佩枯湖与定结之间以及定结与普莫雍湖之间的两个反射波地段。反向观测结果与大约6.30km/s的平均速度相拟合，其相应的平均深度为70km。相对于东部来说，西部略小的速度和深度值具有一定的意义。由反向观测得出的反射层倾角不相一致。如果震波被一个具强速度——深度梯度的过渡带返回，视深度对于深入到过渡带的短距离记录的震波有所增大，那么这个不一致性便可得到解释。

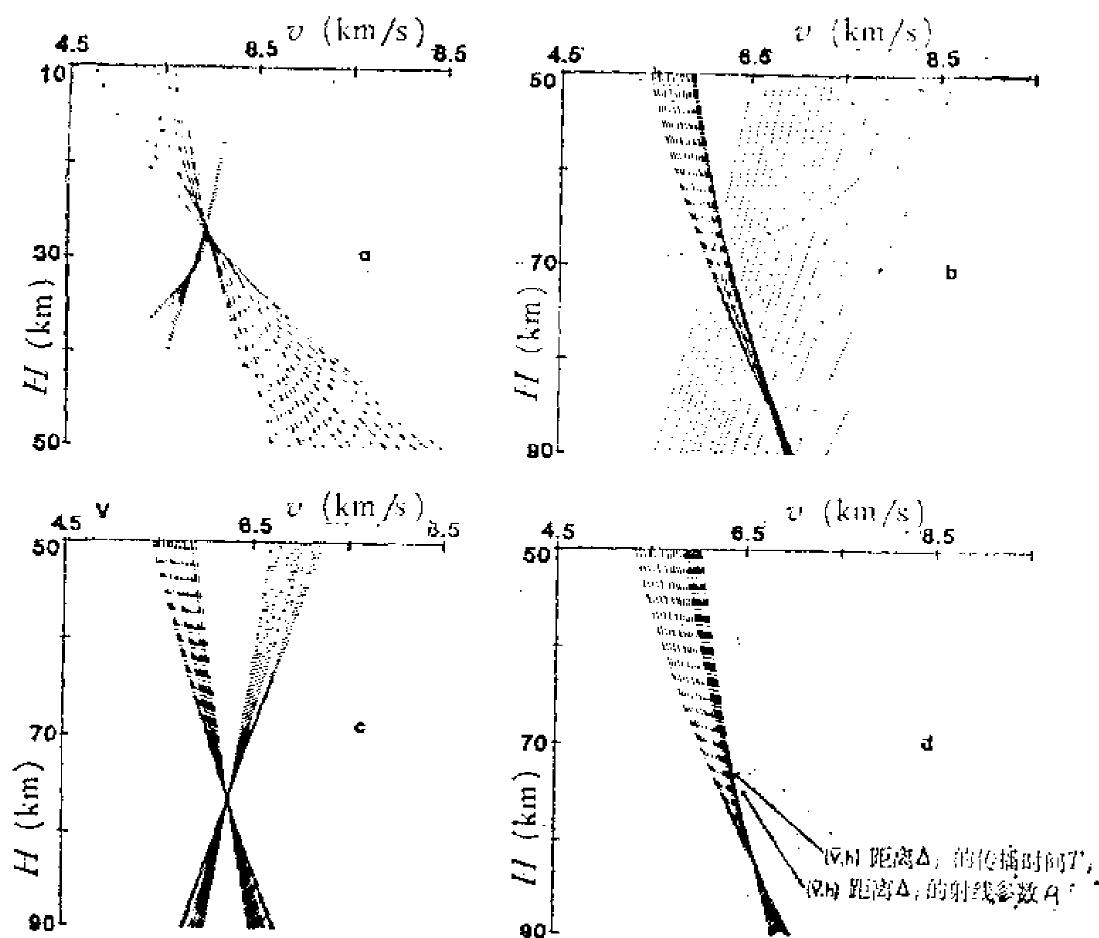


图 3　利用波至时间和反射波曲线的曲率来估计深度和平均速度（Michel, Hirn, 1980）

a）pmp反射波，b）壳内反射波，c、d）不考虑上地壳在内的pmp反射波

Fig. 3　Use of arrival times and curvature of the reflection curve to estimate depths and average velcities (Michel and Hirn, 1980)

a) PmP reflection; b) intracrustal reflection; c、d) pmp reflection after stripping of upper half of the crust (see text)

pmp波的幅度（距离变化作为到时曲率特性的补充，）也可以与用反射率方法计算出来的合成地震记录相对比，被解释为莫霍过渡带所致（Fuchs，Mueller，1971）。幅度模拟显示，在66km深处有一个厚12km的带，速度为6.5km/s，再到深度78km，速度为8.2km/s（图4）。在小于180km或大于320km的距离缺少pmp波和这两个距离之间的强振幅，这是由过渡带的震源效应引起的。

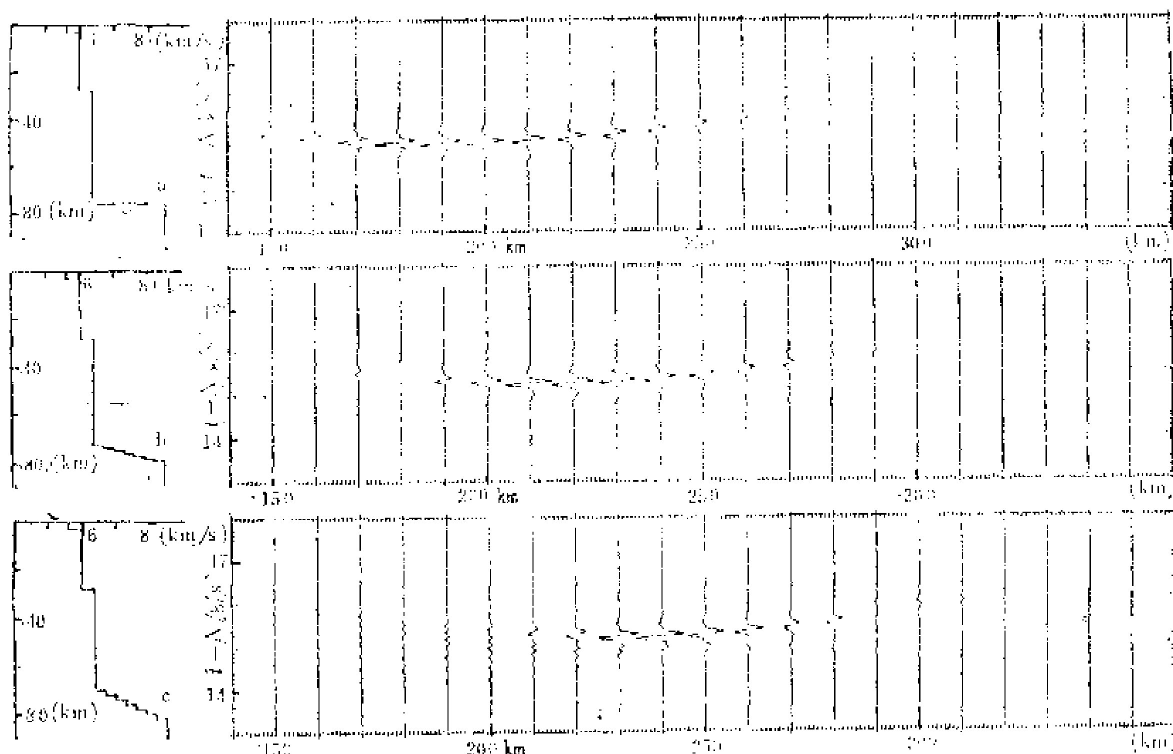


图 4　pmp合成震波图（Fuchs、Mueller，1971）

a）从6.5至8.4km/s的一级不连续面；

b）6k厚的梯度带；

c）12km厚的梯度带。

210—240km内最大幅度的距离转变、以及视曲率的变化限制了由图2中拟合试验数据获得的模式

Fig. 4　pmp synthetic seismograms (Fuchs and Mueller, 1971)

a) first order discontinuity from 6.5 to 8.4 km/s

b) 6 km thick gradient zone

c) 12km thick gradient zone

The significant shift in distance of amplitude maximum from 210 to 240 km and the change of apparent curvature give an estimate of the constraint on the model obtained by fitting to experimental data of Fig. 2

三、局部分层地壳；近地表以及地壳深部的侧向非均质性

确定炮点间距和台站密度的目的在于获得平均地壳参数的准确值。这个排列对于准确分辨具有相当非均质性的上地壳结构是不够用的。剖面的上部结构变化在佩枯湖以东的剖面上显而易见（图5）。在这个地方，初至时间连续出现在零到40km的范围内，速度小于6.0km/s，与沉积层相当；从40km至60km有较高的视速度；再往东至75km处速度值变

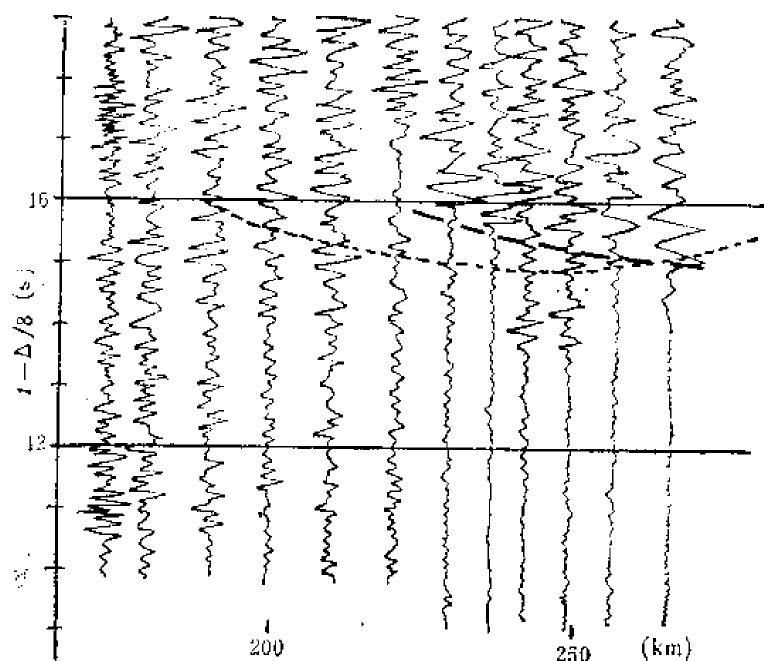


图 6 从普莫雍湖向北西辅助地震记录剖面重叠于主测线的PmP对比值。

Fig. 6 Records from Puma Lake on the auxiliary profile parallel and 100km to the North, superimposed on PmP correlation of the main profile

与地壳厚30km的欧洲海西山地区的值相同，所以它们的物质平均组成可能类似。低速上地壳和高速下地壳在绝大多数的面波解释中都可分辨出来。尽管Wang-Ping Chen和Molnar（1981）的面波模式中深层具高速度，他们考虑到整个地壳相对低的平均速度，仍然认为有存在熔融下地壳的可能性。根据我们从藏南得出的上、下地壳这两个单元的平均速度，如果不是以局部的规模，上述的可能性是不明显的。相当于成层熔融物质的低速区域与上地壳有关。

五、相互矛盾的地幔速度

在普莫雍湖用10t炸药炮点产生了清晰的波和280km以远范围内的视初至pn波，因为浅部界面的早震波在这样长的距离已经失去了能量。不是所有的单个波至都非常清楚，但是可用肉眼进行一组对比（图7）。这个pn对比很明显在250km至300km之间将pmp波的走时曲线分为两段。正如从其它证据得出的，这是与波长有关的深部壳-幔过渡带的特征。在折合速度为8km/s的剖面上，折合旅行时在300—460km的范围内速度减小时间为1.5秒，也就是说，莫霍首波的视速度高达8.7km/s。佩枯湖往东为逆向剖面，其数据不足，但是300km、340km和400km清楚的波至则是一致的。当校正折射速度对传播速度的影响以恢复地幔岩石的标准温、压时，如果不认为这原来是30km深处的物质后来被带到70km深处，并且未达到温度均衡（在这种情况下，物质速度可降低1—2km/s），那么估计速度为8.7km/s。

无论怎样，测得的速度值很高。因此，如果不接受各向异性的可能性，那么对其温压条件的讨论是不可能与上地幔物质一致。在大陆不同地区的其它数据中（如Bampord，1977；Fuchs, 1977；Hirn, 1977），这样的各向异性是由于应力场或分层流动物质的优选方位所致。在藏南，这是意味着这些应力场为近东西向，而不是南北向，因为南北向是印度板块运动的方向，而且藏南是它的东北边缘。在这些深度上东西方向各向异性可能是地壳的分异运动以及通常的南北缩短过程中岩石圈的地幔部分的表现。

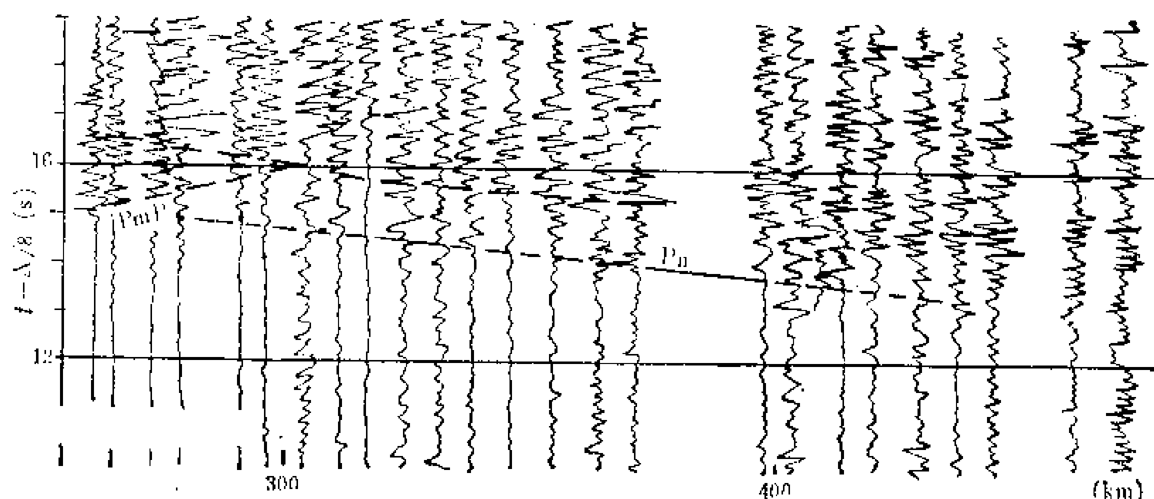


图 7　从普莫雍湖向西地震记录剖面

普莫雍湖炮点莫霍面下的Pn波。当折合速度为8km/s时，PmP反射波被切断，在正常地震记录上可观测到Pn震相。视速度明显超过8km/s

Fig. 7　Sub-Moho Pn waves from shot Puma Lake

Reduction velocity 8 km/s, PmP reflection is cut out to allow to see Pn pgases on normalized seismograms. Apparent velocity is clearly in excess of 8km/s. Stars are isolated readingson reverse profile of poorer quality

由于这个缩短作用主要由向东的侧向挤压作用引起（Tapponnier等，1982），以及由于岩石圈流动可能取决于物质的性质和深度，所以由分层流动引起的东西向水平剪切可能是对这样的地震各向异性方向的适当解释。

壳下岩石圈中可能的进一步分层的非均质特征可由pn后的强续至波表现出来。在逆向剖面上也观测到续至波，但它们只能逐段和以不同的时间进行对比，所以地幔的速度与深度关系模式在区域规模上是不正确的。

（邓丹云译）

参 考 文 献

Bleoussov, V. V., Belyaevsky, N. A., Borisov, A. A., Volvovsky, B. S., Volvovsky, I. S. Resvoy, D. P., Tal-Virsky, B. B., Khamrabaev, I. Kh., Kaila, K. L., Narain, H. Marussi, A., Finetti, I., 1980. Structure of the lithesphere along the deep seismic profiles: Tien Shan-Pamirs-Karakorum-Himalayas. Tectonophysics, 70, 193—221.

Bamford, D., 1977. Pn velocity anisotropy in a continental upper mantle. Geophys. J. R. astr., Soc., 49, 29—48.

Bird, G. P., 1976. Thermal and mechanical evolution of continental convergence zones:Zagros and Himalayas. Ph. D., Mass. Inst. of Technol., 422 p.

Chen, W. P., Molnar, P., 1981. Constraints on the seismic wave velocity structure beneath the Tibetan Plateau and their tectonic implications. J. Geophys. Res., 86, 5937—5962.

Finetti, I., Giorgetti, F., Poretti, G., 1979. The Pakistani segment of the DSS profile Nanga Parbat-Karakul (1974—1975). Boll. Geof. Teor. ed. Appl., 21, 159—170.

Fuchs., K., 1977. Seismic anisotropy of the subcrustal lithosphere as evidence for dynamical processes in the upper mantle. Geophys. J. R. astr. Soc. 49, 167—179.

Fuchs, K., Mueller, G., 1971. Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations. Geophys. J. R., astr., Soc., 23, 417—433.

Hirn, A. -Anisotropy in the continental upper mantle:possible evidence from explosion seismology. Geophys. J. R. astr. Soc., 49, 49—58.

Institute of Geophysics, Academia Sinica, 1981. Explosion seismic study for velocity distribution and structure of the crust and upper mantle from Damxung to Yadong of Xizang plateau. Acta. Geophys. Sinica, 24, 155—170.

Kaila, K. L., Krishna, V. G., Chowdhury, K. R., and Narain, H. 1978. Structure of the Kashmir Himalaya from deep seismic soundings. J. Geol. Soc. India, 19, 1—20.

Liu, Y. L., Wang, C. S., Wu, C. Z., Zhou, W. H., 1977. Preliminary study of the crustal structure and the geological significance of the central portion of the Himalayan mountain range. Acta. Geolphys. Sinica, 20, 143—149.

Michel, B., Hirn. A., 1980. Velocity-depth estimation from Wide angle seismic reflection arrivals. Ann. Geophys., 36, 107—118.

Ocola, L. C., Meyer, R. P., 1972. Crustal low-velocity zones under the Peru-Bolivia Altiplano, Geophys. J. R. astr. Soc., 30, 199—209.

Ocola, L. C., Aldrich, L. T., Gettrust, J. F., Meyer, R. P., Ramirez, J. E., 1975. Project Narino I:Crustal structure under southern Colombian-northern Ecuador Andes from seismic refraction data. Bull. Seism. Soc. Am., 65, 1681—1695.

Romanowicz, B. 1982. Constraints on the structure of the Tibet plateau from pure path phase velocities of Love and Rayleigh waves. J. Geophys. Res., 87, 6865—6883.

Tapponnier, P., Mercier, J. L., Proust, F. Andrieux, J., Armijo, R., Bassoullet, J. P., Brunel, M., Burg, J. P., Colchen, M., Dupré, B., Girardeau, J., Marcoux, J., Mascle, G., Matte, P. Nicolas, A., Li, T. D., Xiao, X. C., Chang, C. F., Lin, P. Y., Li, G. C., Wang, N. W., Chen, G. M., Han, T. L., Wang, X. B., Den, W. M., Zhen, H. X., Sheng, H. B., Cao, Y. G., Zhou, J., Qiu, H. R., 1981. The Tibetan side of the India-Eursia collision. Nature 294, 405—410.

Tapponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A. Y., Armijo, R., Cobbold, P., 1982, Propagating extrusion tectonics in Asia:new insights from simple experiments with plasticine. Geology, 10, 611

Warsi W. E. K., Molnar, P., 1977, Gravity anomalies and plate tectonics in the Himalaya. In:Colloq. Int. CNRS, Ecologie et Géologie de l'Himalaya, 2, 463—478.

Yao, Z. X., Li, B. J., Liang, S. H., Zhu, P. D., Zhang, L. M. Lu, S. S., 1981. On the group velocity of Rayleigh waves and the crustal structure of Qinghai Xizang plateau, Acta. Geophys. Sinica, 24, 287—295.

EXPLOSION SEISMIC CONSTRAINTS ON VELOCITIES AND ATTENUATION IN THE TIBETAN UPPER LITHOSPHERE

A. Hirn[1], G. Jobrt[1], G. Wittlinger[1]
Xu Zhongxin[2], Gao Enyan[2]

Abstract

In 1981, 40 tape recording seismometers recorded with a 4-8km sensor spacing reversed and overlapping seismic profiles from three shotpoints on a 500 km line between the High Himalayas and the Yarlung Zangbo Jiang suture(Pei Ku Co-Ding Jie-Po Mo Co from West to East). At variance with previous experiments and early plans for this one propagation could be forced along the geological strike, resulting in very clear Moho reflections between 200 and 300 km distance. A travel time and amplitude-distance behaviours allow to model the crust mantle boundary as a transition zone of the order of 10 km thick, centered 75 km beneath the surface. Tests of variability off the main line suggest that this transition may be constituted by a succession of laterally variable reflectors. The fit of reversed observations of reflections on the Moho and on an interface around 30 km depth determines average velocities around 6.0 and 6.4 km/s respectively for the upper and the lower halves of the crust. A very high Pn velocity of 8.7 km/s is established from one shotpoint and supported as true velocity by some observations in reverse direction; anisotropy is likely for upper mantle material to account for that. Comparision of spectra and amplitudes of waves reflected at 30 and 75 km depth document on one hand a high attenuation, Q_P^{-1} of the order of 10^{-2} in the lower half of the crust and on the other hand a velocity contrast across the 30 km deep reflector larger than that between the average velocities of upper and lower crust indicating locally a low velocity layer on top or a high velocity layer beneath without however this reaching mantle-like values. The upper crustal structure is strongly variable along the line but not resolvable in details due to shotpoint spacing.

① Laboratoire d'Etude Géophysique des Structures Profondes, associé au CNRS, No195, Institut de Physique du Globe, 4 place Jussieu, Tour 14, 75230 Paris Cédex 05.

② Changchun College of Geology, Ministry of Geology, China.

藏北色林湖-蓬错-雅安多地带的深部地震测深

黄立言① 卢德源① 李小鹏① 陈纪平①
王延增① 刘万通① 张之英① 胡安邦①
王　式② 徐忠信③ 付维洲③ 伍明储④
尹周勋④ A.依尔恩⑤

一、前　言

按照中法合作计划，两国地震工作者于1981年开始实施第一阶段的爆炸地震测深工作。当年，在雅鲁藏布江和喜马拉雅山之间，西起佩枯湖东到普莫雍湖的广大地区，完成了960km地震测线❶❷。第二阶段从1982年5月到7月，在藏北完成地震测线1109km。其中，藏北色林湖-蓬错-雅安多东西向纵测线长490km。本文着重讨论纵测线的初步结果，关于非纵测线，另有专文研究❸。

二、地质和地球物理特征

从区域构造来看，色林湖-雅安多测线（编号SY），位于冈底斯-念青唐古拉构造带北缘（图1），沿班公湖-怒江深断裂的南侧[2]。从班公湖到改则、东巧、安多和丁青，沿深断裂有完整的蛇绿混杂岩、深海相复理石建造等，构成西藏第二个缝合带。该缝合带大致于早白垩世闭合。区域构造走向主要为东西方向。自燕山晚期至第三纪末，大致沿西藏东经90°，出现了压扭性为主的南北向构造形迹。第四纪末，向张扭性转化❹。以当雄断裂为界，测线穿越了西边的冈底斯断褶带和东边的拉萨-波密断褶带。地表出露的岩层，前者以白垩系及第四系湖相沉积为特征❺。后者在那曲—丁青一带广泛分布的“沙丁板岩”属于侏罗系—下白垩统。在纳木湖西岸和班戈湖附近，发现了奥陶—志留系石灰岩和笔石页岩。上古生界主要分布于当雄断裂之东，厚度巨大。三叠系仅出露于索县—纪路通一

① 中国地质科学院　实验地震研究队
② 地质矿产部　物化探研究所
③ 长春地质学院
④ 中国科学院　地球物理研究所
⑤ 法国　巴黎地球物理研究所
❶ 徐中信等 1984 喜马拉雅地质科学国际讨论会论文摘要262～263页
❷ 高恩元等 1984 喜马拉雅地质科学国际讨论会论文摘要243页
❸ 王　式　其文载本文集。
❹ 徐连作 1984 喜马拉雅地质科学国际讨论会论文摘要 60～63页
❺ 刘增乾 1984 喜马拉雅地质科学国际讨论会论文摘要 50～53页

带，为一套复理石沉积，其上与上三叠一下侏罗统煤系地层不整合[2]。中、上侏罗统为杂色碎屑岩和灰岩互层。两个断褶带都是燕山期褶皱带。

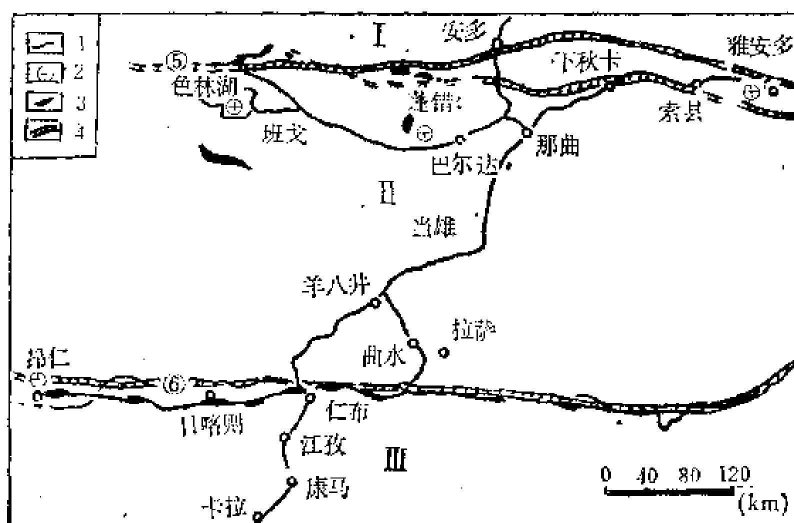


图 1 地震测线与地质构造纲要图

1—地震测线；2—炮点；3—蛇绿岩带；4—深断裂；⑤—班公湖—怒江深断裂；⑥—雅鲁藏布江深断裂；
I—喀喇昆仑-唐古拉褶皱系；II—冈底斯-念青唐古拉褶皱系；III—喜马拉雅褶皱系

Fig. 1 The explosion seismic lines and the geological tectonic outline map

迄今已知，青藏高原及其西缘的地壳厚度很大，莫霍界面深度为50—75km，一般为正常地壳厚度的两倍❶ [3]。而且，地震波速度较低。

Q值是介质非弹性性质的一个物理量，它对温度和相变较敏感。青藏高原的地壳中部（24—43km深）存在着一个强衰减层，它的介质品质因数偏低，$Q_\beta \simeq 50$❶。

中法合作期间，发现地壳上部还存在低速层、低阻层和一个方向不随时间变化的线性极化异常场❶❷。高原上强烈的地热活动、低速层和低阻层，反映了地壳浅部存在局部熔融岩浆体。

西藏北部以巨大的负布格异常为特点，最低值可达－550mGal。班公湖-怒江深断裂表现为近东西走向的重力密集梯度带和略呈雁行排列的、稀疏串珠状基性超基性岩异常带[4]。均衡异常显示，高喜马拉雅地区补偿不足，而高原内部一般达到均衡。

最近的古地磁研究表明，SY测线所在的冈底斯-念青唐古拉褶皱系和印度次大陆，在古生代时同属冈瓦纳大陆，当时的地理位置约为南纬30°。这个褶皱系大约在晚二叠世至晚侏罗世之间分裂出来并向北运动，大约在早白垩世与喀喇昆仑-唐古拉褶皱系碰撞，班公湖-怒江海沟闭合❺❻。

三、野 外 工 作

1982年6月2日到6月17日，先后在色林湖、昂仁、蓬错和雅安多4个炮点放了7

---

❶ 秦建业等 1984 喜马拉雅地质科学国际讨论会论文摘要 274～275页
❷ 冯 锐 1984 喜马拉雅地质科学国际讨论会论文摘要 239页
❸ 陈大犹 1984 喜马拉雅地质科学国际讨论会论文摘要 235页

炮。应获记录364张，实际获得221张。记录总合格率为60.7%。累计记录剖面长度为2290km。有关资料列于表1—表4。

表 1 1982年SY测线的有关资料

Table 1. Data for the 1982 SY trial profile

炮 点	日 期	爆炸零时 (h min s)	坐标 东 经	标 北 纬	高程(m)	炸药量 (T.N.T) (t)	观 测 段	观测范围 (km)
色林错	6.6	14 03 19.72	89°04′45″	31°36′54″	4530	2.0	色林湖—蓬错西侧	0—162
色林错	6.10	16 01 4.97	89°04′45″	31°36′54″	4530	18.0	蓬错西侧—雅安多	140—486
蓬 错	6.14	14 01 2.09	90°54′41″	31°29′13″	4520	3.0	蓬错—班戈 蓬错—孔马	0—75 0—130
雅安多	6.15	14 01 0.54	94°15′02″	31°50′32″	4329	10.0	雅安多—班戈	0—390
蓬 错	6.17	14 01 0.98	90°54′41″	31°29′13″	4520	10.0	班戈—色林湖 孔马—雅安多	80—190 140—313

表 2 1982年GN、YQ测线的有关资料

Table 2. Data for the 1982 GN、YQ trial profile

炮 点	日 期	爆炸零时 (h min s)	坐标 东 经	标 北 纬	高程(m)	炸药量 (T.N.T) (t)	观 测 段	观测范围 (km)
色林错	6.2	14 01 0.60	89°04′45″	31°36′54″	4530	10.0	嘎拉—那曲	440
昂 仁	6.3	14 01 0.78	87°09′41″	29°20′50″	4320	1.00	嘎拉—那曲	440
色林错	6.10	16 01 4.97	89°04′45″	31°36′54″	4530	18.0	那曲—头二九山口西侧	103
蓬 错	6.14	14 01 2.09	90°54′41″	31°29′13″	4520	3.0	谷露—头二九山口	170
雅安多	6.15	14 01 0.54	94°15′02″	31°50′32″	4329	10.0	121—头二九山口道班	60
蓬 错	6.17	14 01 0.98	90°54′41″	31°29′13″	4520	10.0	羊八井—谷露 羊八井—曲水	155 85

本阶段共布署3条测线，总长度为1109km。各测线的海拔均大于4000m。沿构造走向的SY测线为纵测线，西起色林湖，经班戈、蓬错、巴尔达、那曲、下秋卡和索县，东至巴青县雅安多。全长490km。大致呈非纵测线形式的YQ测线，南起曲水县，经堆龙德庆，北至羊八井，全长85km。非纵测线GN，大致呈北东方向，与区域构造走向斜交。南起卡拉，经康马、江孜、仁布、大竹卡、麻江、羊八井、当雄、谷露、桑雄、那曲和安多，北至头二九山口。全长534km。各测线的台站桩号由西向东或由南向北增大。

爆炸使用T.N.T成型炸药，以导爆索连接。湖中爆炸工程由中国地质科学院562综合大队承担；钻井及井中爆炸工程主要由西藏地矿局承担。共有模拟磁带地震仪60台参加

❸ 袁学诚等 1984 喜马拉雅地质科学国际讨论会论文摘要267页

❹ 周姚秀等 1984 同上

表 3 1982年各炮的爆炸因素

Table 3. Shot way of each shots in 1982

日期	炮序	炮点	爆炸因素	炸药量 (t)
6.2	7	色林湖	湖中组合爆炸，10×1.0t 爆炸深度：25m	10
6.3	2	昂仁	井中组合爆炸，32×0.31t 爆炸深度：40m；激发岩性：粘土	10
6.6	3	色林湖	湖中组合爆炸，7×0.3t 爆炸深度：25m	2
6.10	4	色林湖	湖中组合爆炸，60×0.3t 爆炸深度：25m	18
6.14	5	蓬错	湖中组合爆炸，8×0.37t 爆炸深度：31m	3
6.15	6	雅安多	井中组合爆炸，32×0.31t 爆炸深度：40m；激发岩性：板岩、页岩	10
6.17	7	蓬错	湖中组合爆炸，27×0.37t 爆炸深度：31m	10

表 4 各记录剖面的资料

Table 4. Data of each record sections in 1982

记录剖面编号	记录剖面长度 (km)	平均点距 (km)	记录组成	观测点数	有效观测点数	记录合格率 (%)	观测形式
S-SY	490	7.2	3SY02—35 4SY32—118	68	36	52.9	纵
P-SYW	190	8.3	-19—-11 7SY 12—20 5SY 22—38	23	20	87.0	纵
P-SYE	311	7.8	5SY 40—68 7SY 70—118	40	31	77.5	纵
Y-SY	385	7.9	6SY 20—118	50	29	58.0	纵
GN	534	7.1	1GN 24—138 2GN 24—138 4GN 146—178	133	75	56.4	非纵
P-GN	310	7.8	5GN 118—136 160—178 6GN 76—116 7YQ 00—18	40	29	72.5	非纵
Y-GN	60	6.0	6GN 160—178	10	1	10.0	非纵

观测。观测人员主要由562综合大队、法国巴黎第六大学地球物理研究所、长春地质学院和中国科学院地球物理研究所组成。SY纵测线的观测，采用重叠的连续观测系统，平均点距7.8km。GN、P-GN和Y-GN剖面为非纵剖面，平均点距为6.6km，偏移距离分别为

210—368、83—170和240km。

四、资料的处理和对比

SY测线获得有效记录116张，经过A/D转换为数字化资料，然后经过时间校正、数字滤波和振幅归一等处理，分别绘制成4张记录剖面图。即S-SY代表在色林湖放炮、向东观测的记录剖面；P-SYW代表在蓬错放炮，向西观测的记录剖面；P-SYE代表在蓬错放炮，向东观测的记录剖面；Y-SY代表在雅安多放炮，向西观测的记录剖面（图2—图5）。

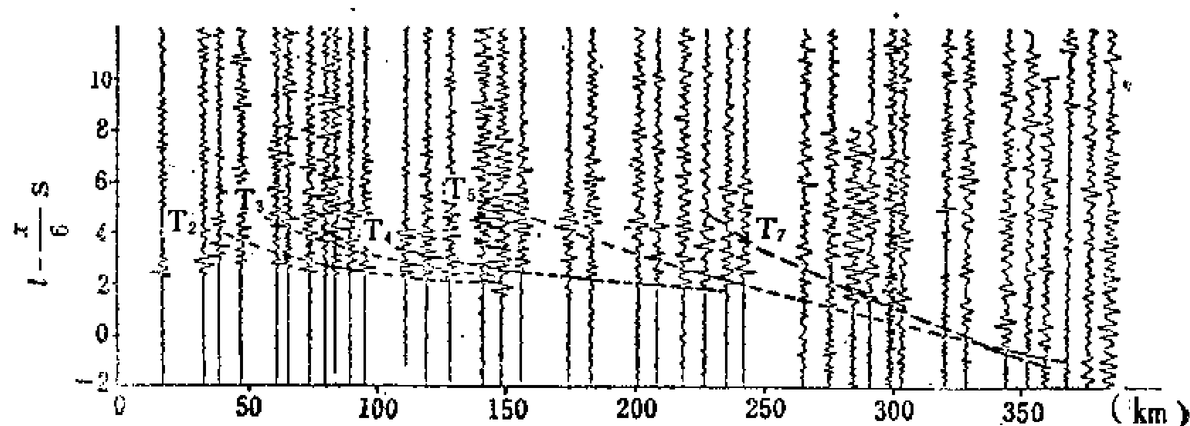


图 2 S-SY地震记录剖面

Fig. 2 S-SY Record section

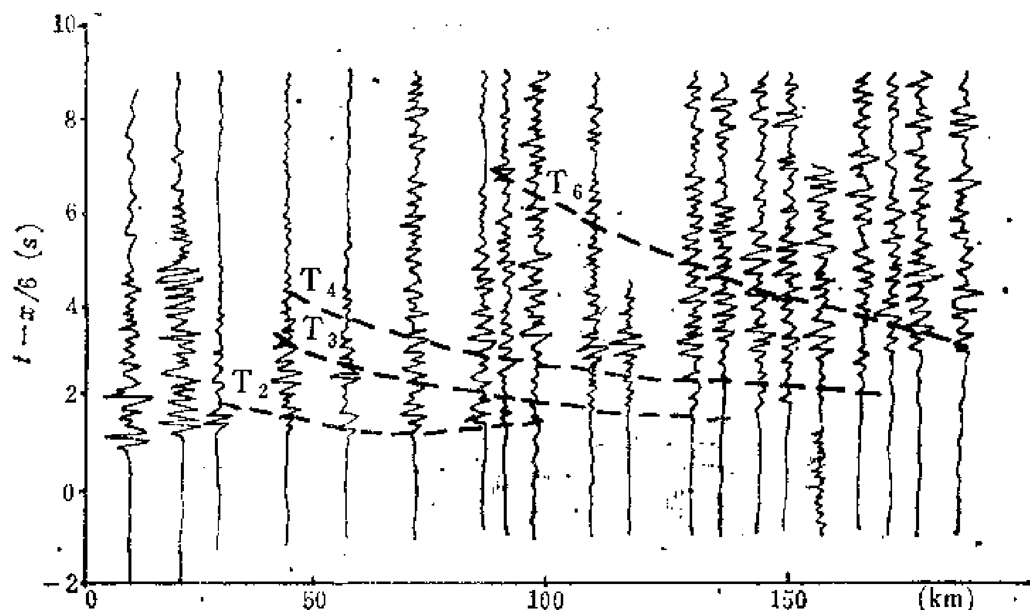


图 3 P-SYW地震记录剖面

Fig. 3 P-SYW record section

从图2—图5，可以识别7个反射波组（T_1—T_7），其中T_2、T_3、T_4和T_6在4个剖面上都能对比。由于覆盖层较薄且变化剧烈，而且在60km以内测点较稀，所以，只在Y-SY剖面的东端才能较可靠地追踪T_1反射波组和t_1折射波组。T_5虽然在各剖面都有所显示，但

因能量太弱，故只能在P-SYE上勉强追踪。由于R_7界面西倾以及 P-SYW 剖面较短（190 km），故在P-SYW上未能接收到R_7波组。

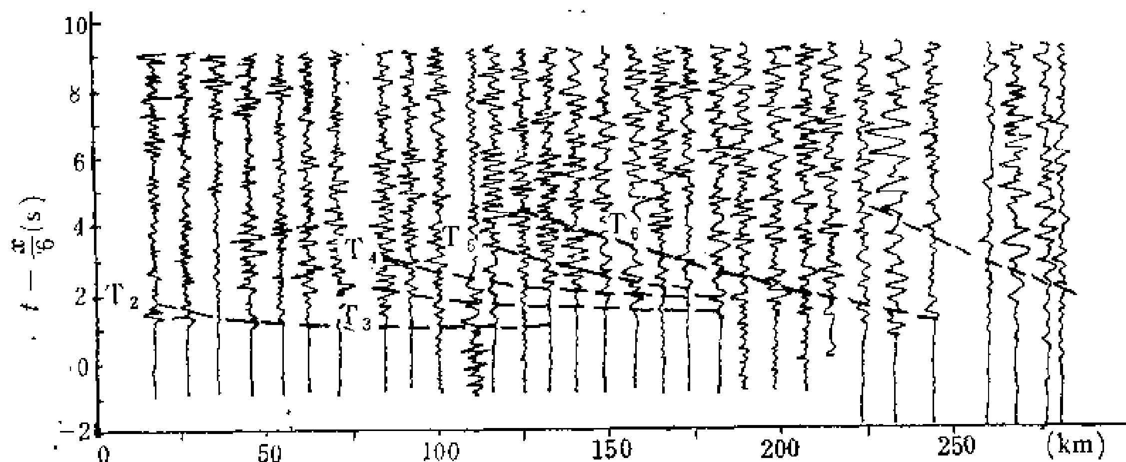


图 4 P-SYE地震记录倍面

Fig. 4 P-SYE record section

T_1为覆盖层底部的反射。在Y-SY上，该层的折射波t_1也清晰可辨。临界距离为25km。界面速度为6.06km/s。

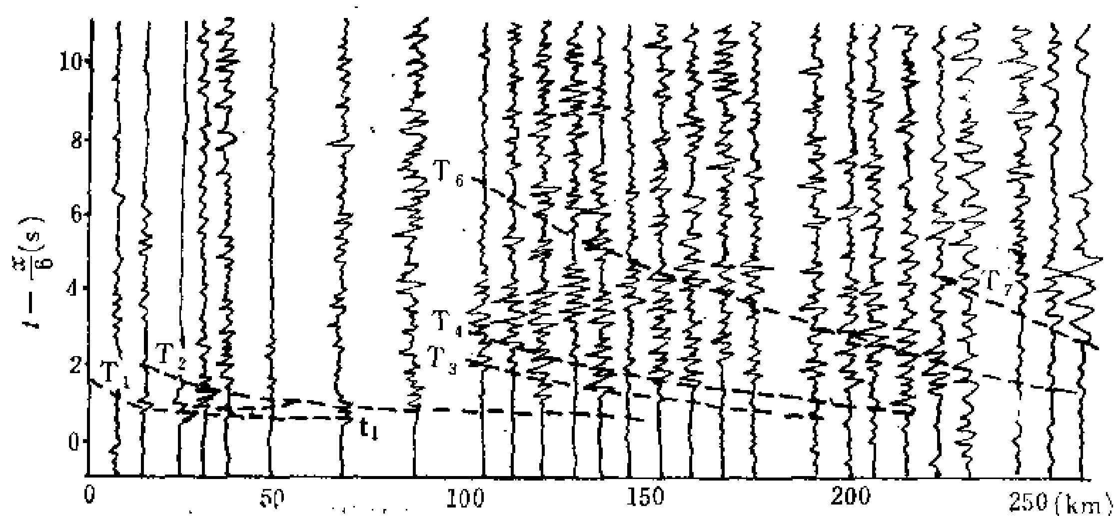


图 5 Y-SY地震记录剖面

Fig. 5 Y-SY record section

T_2的能量较强，除Y-SY外，在其它3个剖面上初动都很清楚。例如，在S-SY上可以追踪130km以上。

T_3是地壳中部一组重要的反射波，大约从60—70km起，在测线东段的 P-SYE 和 Y-SY上可以追踪到180km左右。在西段也可追踪到130km左右。在S-SY上，T_3的动力学特征不突出，对比困难。

T_4是地壳中部又一组重要反射波，能量较强。在S-SY和 Y-SY上，可在 110—235km 的范围内追踪；在P-SYE和P-SYW上，可在85—165km的范围内追踪。在S-SY和P-SYW上，远距离上有明显的初动。

T_5反射波来自下地壳中某个界面，能量很弱，不易分辨。

T_6为来自莫霍界面的强反射，视频率为3—4Hz，临界距离为170km左右。在S-SY和P-SYW上，T_6较为清楚。尤其在P-SYW的170—190km，可见清晰的初动。在各剖面（P-SYW除外）的270km左右，T_7反射波以较低的频率出现。其视频率约为2.5—3Hz。发人深思的是，在雅鲁藏布江以南地区没有发现T_7反射波组。

可能由于本测线之下的地壳介质具有某种非弹性性质，当雄断层等许多断层的影响以及地壳内局部熔融层的吸收作用，致使地震波在传播过程中受到强烈地衰减，产生复杂的干扰。所以，在SY测线上，T_6反射波以及其它波组的动力学特征，都不如西藏南部那样突出。至于上地幔顶部的折射波（Pn），则未得到。

五、成果与讨论

我们应用恒差法、T^2-X^2法和PLUCH法（B·米歇尔和A·伊尔恩）对资料作反演计算；应用TRTIME法（倾斜层理论走时曲线）❶、射线追踪法（DANTZ）和理论地震图法（K·富克斯和G·米勒）对资料进行正演拟合，得到SY测线的深部地质结构模型（图6）。并绘制了深度剖面图（图7）。分析如下：

1. 地壳表层结构　根据直达波和T_1反射波推算覆盖层（L_1）的厚度为2—5km，其速度为5.6km/s. L_1层由西向东变薄，到雅安多附近又变厚。

在测线东端的L_1层之下有一个厚6.5km、层速度为6.06km/s的地层（L_2）。它的底界反射波组T_2在整条测线上都可追踪。它的底界（R_2）深度在色林湖附近为23km，到蓬错附近减小为10km，到雅安多附近又增加到11.5km。看来，L_2层解释为结晶基底是适宜的。L_2层的厚度变化大，横向不均匀性也很大。L_2层的岩石组成，可以念青唐古拉山等地出露的混合岩，片麻岩和结晶片岩，窥见一斑。

2. 上地壳结构及其低速层　上地壳介于R_2界面和R_4界面之间，厚度较薄，为11—20km，其层速度为5.89—6.04km/s。

上地壳包括两个反射层（L_3和L_4）。L_3层（在R_2和R_3界面之间）的层速度较稳定，为6.14—6.23km/s。沿测线，L_3层的底界深度，从色林湖的30km向东到蓬错为20—22km，到索县为27km。L_4层呈层状展布，具有明显的平缓隆起的形态。L_4层位于上地壳底部，还具有明显的低速层特征。其层速度为5.8—6.0km/s，其厚度为4—5km，其底界反射波组T_4在整条测线上都可追踪。从图6可见，两组曲线的交叉部位出现“三角区”。该低速层的存在还可从其它地球物理资料得到佐证。L_4层的底界深度变化较大，从色林湖附近的34km，到蓬错附近为25—27km，到测线东端为32km。这种深度变化与T_4反射波的临界距离（90—150km）是一致的。此外，根据R_4界面的上下速度，也可判断T_4为康拉德面的反射波组。

3. 下地壳结构　本区下地壳（L_5层）位于R_4和R_6界面之间。厚度稳定（22—25km），层速度也较稳定（6.6—6.85km/s），说明本区的下地壳结构比较简单、均匀。

4. 莫霍面反射与异常上地幔　SY测线上莫霍面反射波（T_6）的动力学特征不突出，

❶ TRTIME法，为王式提出。其方法尚待发表。

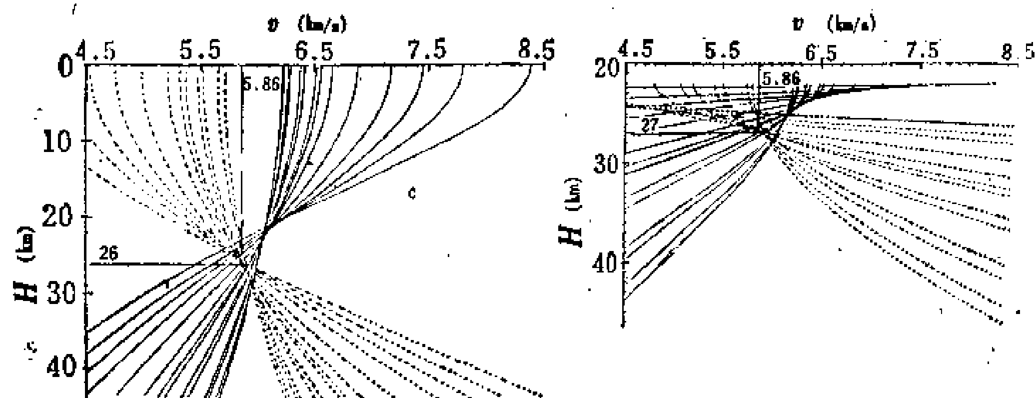
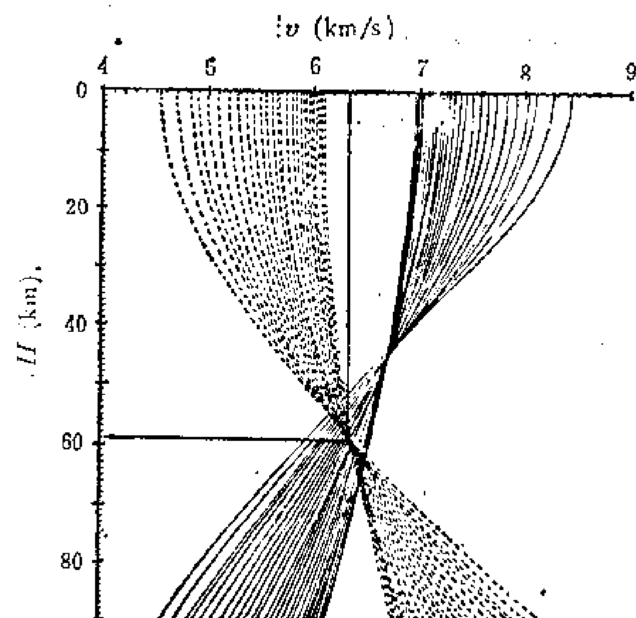
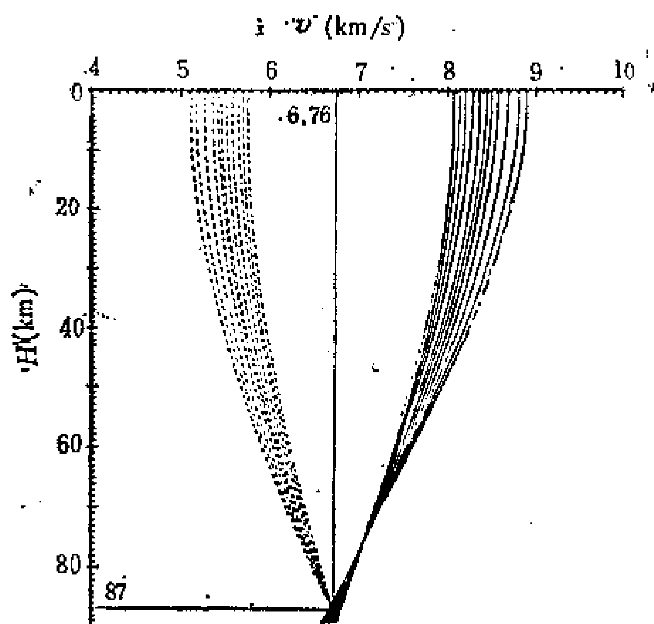


图 6　P-SYE剖面T_4反射波速度-深度曲线
Fig. 6　Curves of T_4 reflection velocity-depth at P-SYE





v (km/s)

4　5　6　7　8　9

0　20　40　60　80

H (km)

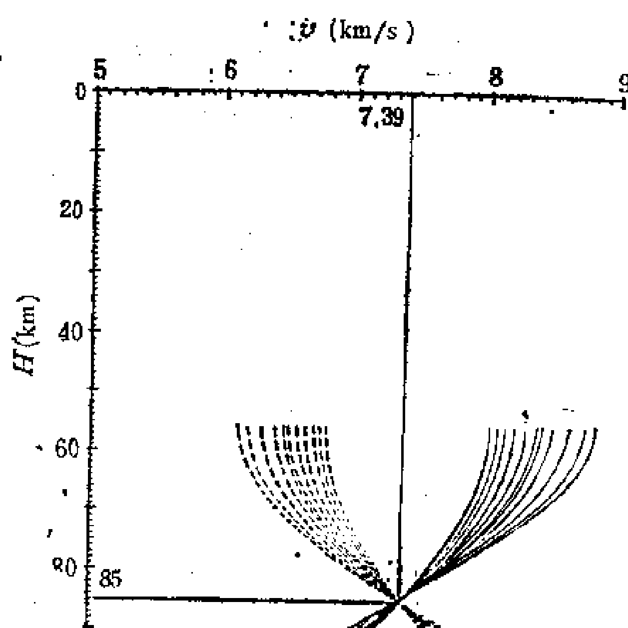


图 7　S-SY剖面T_8反射波速度-深度曲线
Fig. 7　Curves of T_8 reflection velocity-depth at S-SY

图 8　Y-SY剖面T_7反射波速度-深度曲线
Fig. 8　Curves of T7 reflection velocity-depth at Y-SY

因此对莫霍面反射震相的识别带来多种解释。

图7、8表明，在S-SY和Y-SY剖面上，莫霍面深度约为56km，地壳平均速度约为6.32km/s。莫霍面西倾，而且炮点处于下倾方向。

此外，我们应用图9、图10的模型，不但能较好地拟合莫霍界面反射波的到时、能量

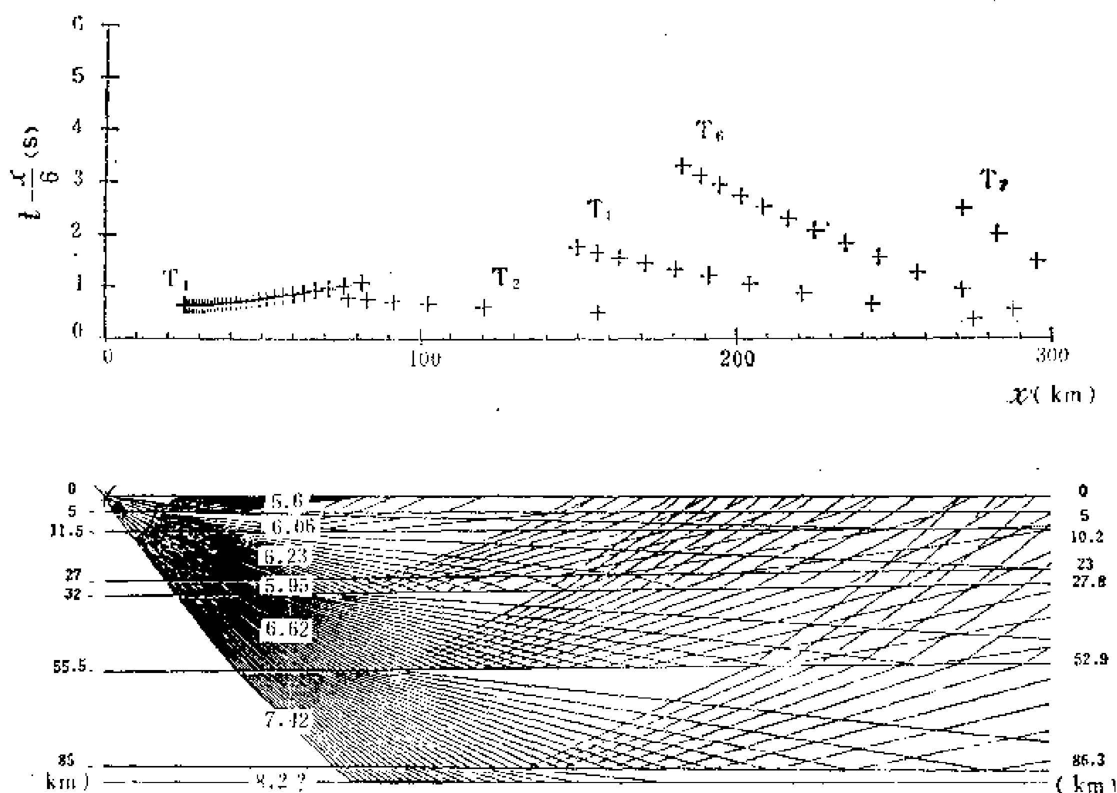


图 9 Y-SY剖面射线跟踪图

Fig. 9 Y-SY ray tracing

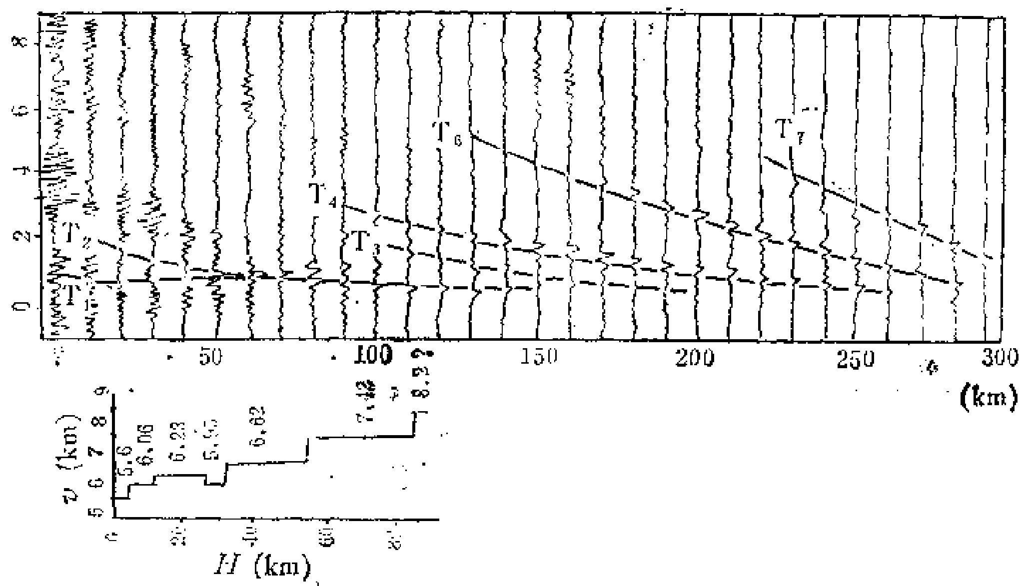


图 10 Y-SY剖面理论地震图

Fig. 10 Y-SY synthetic seismograms

分布和临界点的位置，同时也能较好地拟合其它反射波组。不但Y-SY剖面，而且其它三条剖面的拟合结果，都是令人满意的。

至于所对比的莫霍面反射波的可靠性，还可从SY测线与GN测线连接点的初动、走时的完全重合而得到验证。

我们还用图11中那样的模型成功地对T_7波组作了正演拟合。假定L_6层（在R_6和R_7界面之间）为均匀层。无论从T_7的反演计算（图8），还是从T_7的正演拟合（图 9，图10），都可得到R_7界面深度约为85km，L_6层速度约为7.36—7.45km/s。上地幔顶部出现这样低的速度层，表明这里存在一个异常上地幔，它与选择性熔融有关。冯锐从瑞利波的计算出发，也在上地幔内发现一个强衰减层，其Q值很低。另外，和T_4、T_6反射波一样，T_7反射波不但在东西方向的SY测线上可以追踪，而且在横穿冈底斯-念青唐古拉褶皱系（即拉萨地块）的GN测线上也能追踪。这些，无疑为T_7的确认以至异常上地幔的存在提供了有力的证据。

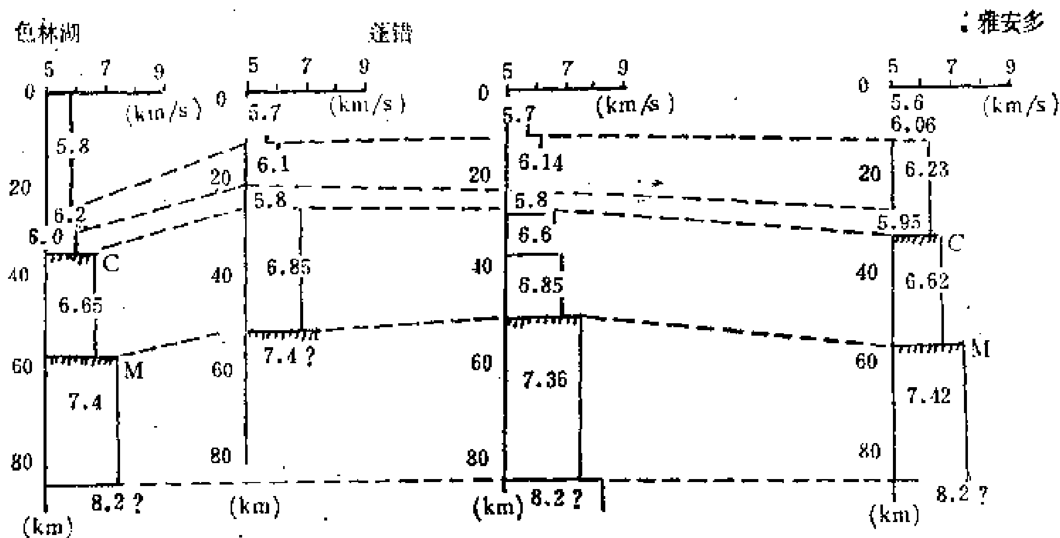


图 11 SY测线的深部结构模型

Fig. 11 Structure of the Crust Upper Mantle pattern at SY line

最后，我们初步讨论如下：

1. SY测线和GN测线（雅鲁藏布江以北部分）所在的拉萨地块的深部结构，明显地不同于喜马拉雅褶皱系（即喜马拉雅地块）的深部结构。

在拉萨地块上，上地壳底部的低速层的深度较深，但其层速度偏高0.1—0.4km/s。这与藏北地区地热活动变弱是一致的。拉萨地块的下地壳厚度减薄，也不存在10km厚的低速层。

垂直拉萨地块的构造走向，从日喀则向北到班戈附近，地壳厚度由66km减小为50km。沿着SY测线，地壳厚度约为50—56km，比喜马拉雅地块上的佩枯错—普莫雍错一带的地壳厚度显著减薄。很可能，导致拉萨地块地壳南厚北薄的原因是由于喜马拉雅—印度板块向北碰撞、挤压所至。

在拉萨地块还发现了喜马拉雅地块所没有的异常上地幔（和裂谷区异常上地幔相似）。由于冈瓦纳大陆解体，拉萨地块分离并向北漂移，古特提斯海洋壳受到推挤压力也向北漂移，到早白垩世与唐古拉地块碰撞，大部分古特提斯海的洋壳沿着俯冲带消减于唐古拉地

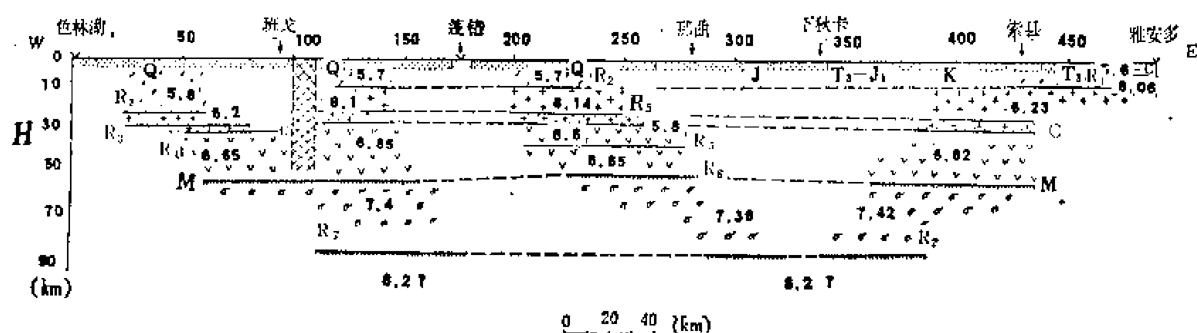


图 12 西藏北部色林湖—蓬错—雅安多地震剖面图

Fig. 12 Seismic depth-section of Selincuo LaKe-Pengcuo LaKe-Yangamdo in Northern margin of Lhasa Block of the Xizang(Tibet)

块之下。其残余洋壳形成班公湖-怒江蛇绿岩带。白垩世中期，喜马拉雅-印度板块从冈瓦纳大陆分离出来，向北漂移。到始新世末期，受到推挤的新特提斯海闭合，其大部分洋壳沿雅鲁藏布江俯冲带消减于拉萨地块之下，其残余洋壳形成雅鲁藏布江-印度河蛇绿岩带。也就是说，新特提斯海的洋壳乃是拉萨地块异常上地幔的物质来源之一。这样解释拉萨地块异常上地幔的成因，可能是合理的。

2．在拉萨地块北缘，沿SY测线一带（距班公湖-怒江缝合带大约40km），结晶基底的底界（R_2界面）、低速层顶界（R_3界面）、康拉德面（R_4界面）和莫霍面（R_6界面）都表现为一个继承性隆起（图12）。隆起顶部位于蓬错以东（91.5°E）。这种构造特征与西藏南北向东经90°构造带是绝非彼此孤立的现象，它们反映了燕山晚期以来东西向挤压构造应力场的存在。

3．大约在班戈以东12km处，R_2、R_3和R_4反射界面错断，破碎带宽度达到16km，它们的垂直断距分别达到12、6和3km（即使考虑零时误差的影响，R_2界面的断距至少也有5km）。这种构造现象在航磁资料中也有反映。费鼎（1982）指出，均那断裂向北穿过班公湖-怒江深断裂，它以破碎带的形式出现，表现为南北向展布的断续升高的磁异常带。

如果考虑零时误差，则在均那断裂西侧的伦坡拉盆地中，R_2界面的埋深约为16km；在该断裂东侧，R_2界面埋深约为11km。于是，可以估算，在伦坡拉盆地中，结晶基底以上的下古生界和冈底斯岩浆岩的总厚度约为10km。

看来，在SY测线上，均那断裂以西的深部地震地质条件是很复杂的，从而导致复杂的地震波场，使资料解释变得困难。

总之，拉萨地块的地壳、上地幔结构及其速度分布结构仍然具有层状结构的特点，很复杂，也很独特。它在青藏高原地质发展史上应占一个重要的地位。我们期待，计划中的跨越喀喇昆仑-唐古拉褶皱系（唐古拉地块）的那曲—沱沱河地震剖面，将对青藏高原形成机理的研究提供更有意义的、丰富的深部地震资料。

参 考 文 献

〔1〕 中国科学院地球物理研究所，1981，西藏当雄-亚东地带地壳与上地幔结构和速度分布的爆炸地震研究，地球物理学报，24卷2期

〔2〕 黄汲清等，1980，中国大地构造及其演化，科学出版社

〔3〕 肖庆辉，1982，喜马拉雅及其周边的深部构造 青藏高原地质文集（1）地质出版社

〔4〕 费鼎等，1982，航磁所反映的西藏中部区域构造特征及印度板块仰冲问题 青藏高原地质文集（1）地质出版社

〔5〕 王乃文，1984，青藏印度古陆及其与华夏古陆的并合 中法喜马拉雅考察成果（1990）地质出版社

DEEP SEISMIC SOUNDING OF SELINCUO LAKE-PENGCUO LAKE-YANGAMDO IN THE NORTH OF THE XIZANG(TIBET)

Huang Liyan①, Lu Deyuan①, Li Xiaopen①

Wang Shi② A. Hirn③

Abstract

In order to study the lavered structure and characteristics of the velocity distributions in the crust and upper mantle of north part of Lhasa block we have made explosions in Lakes of Selincuo, Pengcuo and in Holes of Yangamdo. Four seismic record sections were obtained alog SY in-line in a nearly EW direction and 490 km long from Selincuo Lake to Yangamdo.

According to data processing and inversion, six groups T1, T2, T3, T4, T6, T7 of refoected phases through the crust and upper mantle in the area are obtained which different kinematic and dynamic properties. The results of data analysis are as follow:

1. The crust is multilayered and a low velocity layer exists in the bottom of upper crust. The thickness of the low velocity layer is few kilometers, with the layer velocty 5.8—6.0km/s and its depth, 22—27km. It indicates that the cause of geothermal distribution and its activity in XiZang plateau is due to the high temperature in the crustal medium and the existence of melting or partial melting in the crust.

2. Structure and velocity of the crust are horizontally inhomogeneous. The crustal thickness from the north of Lhasa block is 50—56km and its velocity, 6.2—6.3km/s. The crystalline basement, conrad and Moho discontinuities all appear as gentle upheaval with the top parts in the east of Pengcuo (91.5°E).

3. The abnormal upper mantle(i. e. a transition zone of the crustmantle)

① 562 comprehensive geological brigade, Chinese Academy of Geological Sciences

② Institute of geophysical prospecting, Ministry of Geology and Mineral Resources, China

③ Institute de Physiquedu Globe, 4, Place Jussieu Tour 14, 75230 Paris Cedex 05

is discovered, it is 29 to 35 km thick below the Moho average layer velocity being 7.4km/s. So we think the formation of the abnormal upper mantle is associated with the selectivity melting of the materials on top of mantle.

4. On the basis of results from ray tracing, synthetic seismograms and phases of reflective waves a preliminary model of the crust and upper mantle in northern margin of Lhasa block is set forward. In addition we have worked out a seismic section map at SY line. (i. e. SY depth-section).

The thicker crust and abnormal upper mantle were caused by the results of the collision and subduction of the Lhasa fold belt against the Nagqu fold belt, and during the process of continuous pressing the horizontal shortening took place on a large scale in the crust.

西藏高原南北走向的地壳结构模型和速度分布特征

王 式① 卢德源② 黄立言② 李小鹏② A.依尔恩③

一、前 言

西藏高原在全球大地构造活动中具有特殊重要意义。有关喜马拉雅山形成和西藏高原隆起成因的研究，始终是地质学家和地球物理学家们极感兴趣的课题。在1980年开始的中、法合作研究"西藏喜马拉雅山地质构造、地壳与上地幔形成和演化"期间，两国的地震工作者共同在西藏完成三条长各为500km左右的地震测深剖面。两条为东西向纵排列，一条为南北方向排列的非纵剖面。后者北起唐古拉山，南至喜马拉雅山，横贯整个西藏高原。A. Hirn 等曾根据南北剖面的资料，做出一张西藏南北方向莫霍界面深度变化图[1]。在他们的文章中，仅仅讨论了地壳厚度的起伏变化，而且，处理方法也过于简单。本文利用另一种处理非纵剖面地震资料的方法，将南北向剖面和东西向剖面中的到达波震相做互相对照，对地壳中部和下部的速度分布以及地壳厚度变化，做了统一分析，得到西藏高原南北方向地壳速度分层结构图。并且获得了壳内低速层和壳-幔过渡层等新的证据。有关这些特定层位的测定，将会给西藏高原形成和演化的研究，提供有意义的深部地球物理证据。

二、地震记录剖面和解释结果

地震测深野外工作于1981年9月18日至10月10日和1982年6月2日至17日分两期工程完成。图1中标出地震测线和炮点的位置。实线代表纵剖面，点线代表非纵剖面。南北向的GN非纵剖面，由三个扇形排列组成，炮点在藏北色林湖，雅鲁藏布江附近昂仁和藏南定结。为了有效地追踪50km以下地壳深部反射波，扇形排列中的炮检距都选为200—250km范围，即稍大于反射波的临界距离。此外，在藏北蓬错还布置一个炮点扇形排列，炮检距100km左右，专为追踪地壳中部界面上的反射波。从图1中还可看出，这几个扇形剖面，都与同一炮点的纵向排列剖面近似正交。这样设计的目的是可以将扇形剖面中记录的到达波与附近纵剖面中的波互相对照，以便更确切地对扇形剖面中的地震波进行判别和相位对比，确定波的类型。

① 地质矿产部 物化探研究所
② 中国地质科学院 实验地震队
③ 巴黎地球物理研究所

图 1 地震剖面和炮点位置图

1—纵向排列剖面；2—扇形排列剖面；3—扇形排列的反射点连线；4—炮点

Fig. 1 Sketch map of the seismic profiles and the shot-points

1—Main seismic profile; 2—Fan seismic peofile; 3—Reflection spot line of fan profile; 4—Shot-Point

有关地质调查表明，西藏大地构造主要表现出几个近似东西向走向的构造带。特别是喜马拉雅构造活动区，雅鲁藏布江构造缝合带以及藏北高原，具有明显不同的构造特征。目前已有许多地质资料说明这些构造单元的近地表特征。图 1 中所示的南北方向排列地震剖面（包括GN 测线和 NL 测线），它们的反射点连线（图 1 中粗虚线表示）正好穿过以上几个构造区。现在，根据不同炮点的地震资料，分别讨论这几个构造单元地壳中部和下部构造特征。

（一）藏南及喜马拉雅构造区

藏南定结炮的NL扇形剖面与东西向PP剖面在定结以西160km处相交。图 2（A）是定结炮向西排列的地震记录剖面。有两组反射波震相十分清楚。所标T_4震相，是来自约27km深处界面上的反射波。这是一个明显的分界面，它将地壳分成上、下两个部分，即上部地壳和下部地壳。上部地壳的平均速度为 6.0—6.1 km/s。这个界面之上，在很大的区域内还发现有一层低速层[2]。炮检距大于130km，出现一组振幅相当大的到达波，它是莫霍界面的反射波，并标以PmP。关于出现大振幅的原因，A. Hirn等解释为在地壳与上地幔之间存在一个速度递增的过渡层[3]。此外，在T_4与PmP震相之间，还发现一个弱的震相T_5，它是下部地壳中的反射波。综合藏南 PP 测线三个炮点的地震资料，可得出图 2（B）中所示的藏南地区地壳速度-深度分布图。

图 2（C）是定结炮点扇形剖面记录图，由两部分组成。右边是孔错至聂拉木排列，它们的炮检距在160—180km 之间。同样可对比出三组反射波震相，它们与图 2（A）中的震相一一对应。对于T_4反射波来说，炮检距已远大于临界距离，所以T_4的振幅不大，但可以

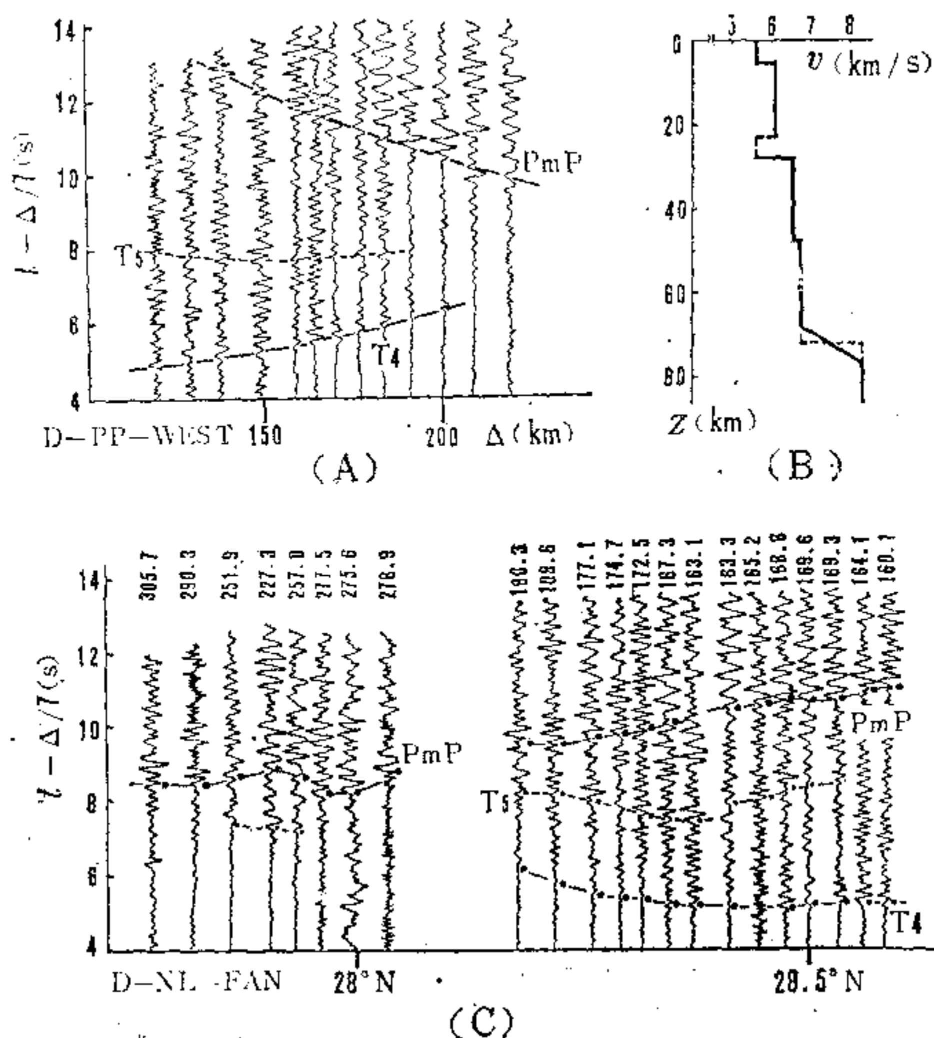


图 2 (A)定结炮点向西排列地震记录图，折合速度为7km/s；(B)藏南地区地壳速度-深度图；(C)定结炮点南北向扇形排列地震记录图，折合速度7km/s，图的横坐标为各反射点的纬度

Fig. 2 (A) Recod section of shot Dinggye toward west (recording distance 110—220 km); (B) Shetch of velocity-depth relation of the crust in South Tibet; (C) Fan record section of shot Dinggye, the horizontal scale shows the latitudes of the reflction spots

识别。PmP波在整个剖面中仍然都以较大的振幅出现，而且它们的波形与图2(A中)PmP波形十分相似，都有3—4个大的波峰出现，反映莫霍界面性质的相似性（过渡层特征）。在T_4和PmP波组之间，还看出一些有较大振幅的波，它们应属于T_5相位。图2(C)左半部是在尼泊尔境内记录的地震图，台站在加德满都附近向南排列至尼泊尔和印度交界处，它的反射点连线在珠穆朗玛峰附近横穿喜马拉雅山。炮检距为220—300km，因此，T_4相位已反映不出来，图中所见的较大振幅的震相，应该为PmP波。它的波形也同藏南其他地区的莫霍界面反射波波形相似。

将T_4、T_5和PmP各波组的各道到时分别读出，并参照图2(B)中所示的速度分层及各层速度值，按照单台站记录求反射点深度的计算方法❶，分别求出各反射点（即反射界

❶ 据王式提供资料，

面）的深度值。以后按反射点位置（对应的纬度）将各深度标在图上，即组成藏南及喜马拉雅地区地壳速度分层结构图。从图中看出：地壳中部27km深处的界面，以水平状向南延伸，一直至喜马拉雅山北坡。但是，下部地壳向南明显地变薄，莫霍界面向南逐渐抬升，即藏南地区地壳厚70km，到喜马拉雅山底下，厚度变为55km左右。这个变化，在局部地区可能出现有几公里的跃变，但从整体来看，是逐渐变薄的。

（二）雅鲁藏布江缝合带

昂仁炮点扇形剖面，跨越雅鲁藏布江两侧，炮检距250km左右。反射点连线在日喀则附近穿过雅江底下。图3为昂仁炮点扇形剖面地震记录图（图的左端还包括部分普莫雍湖炮点的记录）。图中标出PmP和T_5相位。可清楚看出：雅江北岸的PmP波到时比江南约有1.5s提前（T_5也相同）。说明雅鲁藏布江缝合带两侧的地壳厚度有较大差异。经反演计算得出的莫霍界面深度变化，画在图7的中央部位（标有昂仁炮点位置）。图中可以看出，从喜马拉雅山北坡至雅鲁藏布江之间约100km左右的范围内，地壳厚度变化不大，大约以2°的倾角向北平缓下倾，即由70km加深到74km。雅鲁藏布江北岸，莫霍界面有8km左右抬升，这范围对应于冈底斯花岗岩地区。向北到念青唐古拉山系，地壳又加深，并出现阶梯状结构。另外，根据图3中地震波波形变化可以看出，雅鲁藏布江南侧20—30km范围内，地震波能量被介质吸收程度比其他地区为强，振幅减小，反射波相位不清楚。该范围正对应于蛇绿岩出露区域，反映出该地区深部岩石“破碎”程度加大，反射层位不明显。

（三）藏北高原地壳分层结构

下面仅利用藏北蓬错炮点和色林湖炮点资料进行解释。蓬错炮点的地震剖面较短，用于研究地壳中部结构。图4中表示出三张记录图，（A）和（B）分别为向西排列和向东排列地震图。在100km距离内出现Pg波，计算得出结晶基底深度为8—10km。在50—200km的炮检距范围内，可以清楚地对比出T_3和T_4两组相位。T_4振幅大，可连续追踪范围长，是地壳中部最明显的反射波。对应的反射界面深度为27km左右。图5中所示的四张曲线是根据以上T_3和T_4的走时得到的速度深度关系曲线图，它是由Michel和Hirn（1981）提出的宽角反射反演法[4]计算结果。根据曲线族的交叉点位置，可得出界面深度（交叉点纵坐标）和平均速度（交叉点横坐标）。（A）和（B）对应于T_3走时，两组曲线相交性都很好，说明界面为水平状。（C）和（D）对应T_4走时，两组曲线交点不在一处，而且这两个剖面分布在炮点两侧，不相交的原因不可能由于界面倾斜产生，只能解释为在这个界面的上方有一个低速层存在。因此，T_3和T_4分别是该层上顶和下底界面的反射波。另外，用理论走时和人工合成地震图法拟合，同样证实有低速层存在[5]。该层位于上部地壳的底部，深度为25—27km，厚度约5km，速度为5.6—5.8km/s，成层状分布。

图4（C）是南北排列扇形剖面记录图。图中T_3和T_4同样代表低速层上顶和下底界面反射波。图中所有记录道上，T_4相位都相当清楚，说明低速层沿南北方向同样近似水平层状分布。它的深度和范围在图7右上方标出（标有小黑三角形）。北到测区北界安多附近深度稍有增加。向南延伸到羊八井附近，再往南，已无合适的台站可记录，但根据这层分布的形状以及其他资料，如磁大地电流法测得的藏北壳内低阻层的分布范围[6]，可以推测，这个低速层在羊八井以南地区应该存在。在图7中，我们也将这个低速层继续向南延伸（用虚线表示）。

色林湖炮点GN扇形剖面的北端同SY纵测线相交（图6）。布置在GN测线南端各台站

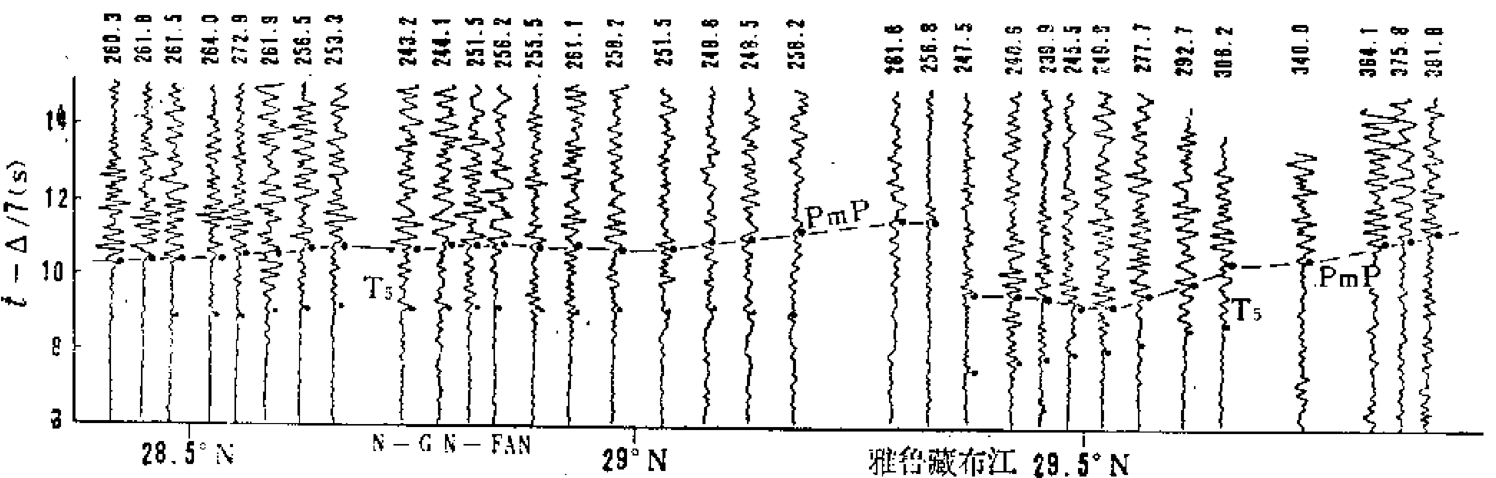


图 3 昂仁炮点扇形剖面地震记录图，折合速度7km/s (左边包括部分普莫雍湖炮记录)，横坐标为反射点纬度。

Fig. 3 Fan record section of shot Ngamring, (including part recod of shot Pumayumcuo in the left) the horizontal scale shows the latitudes of the reflection points

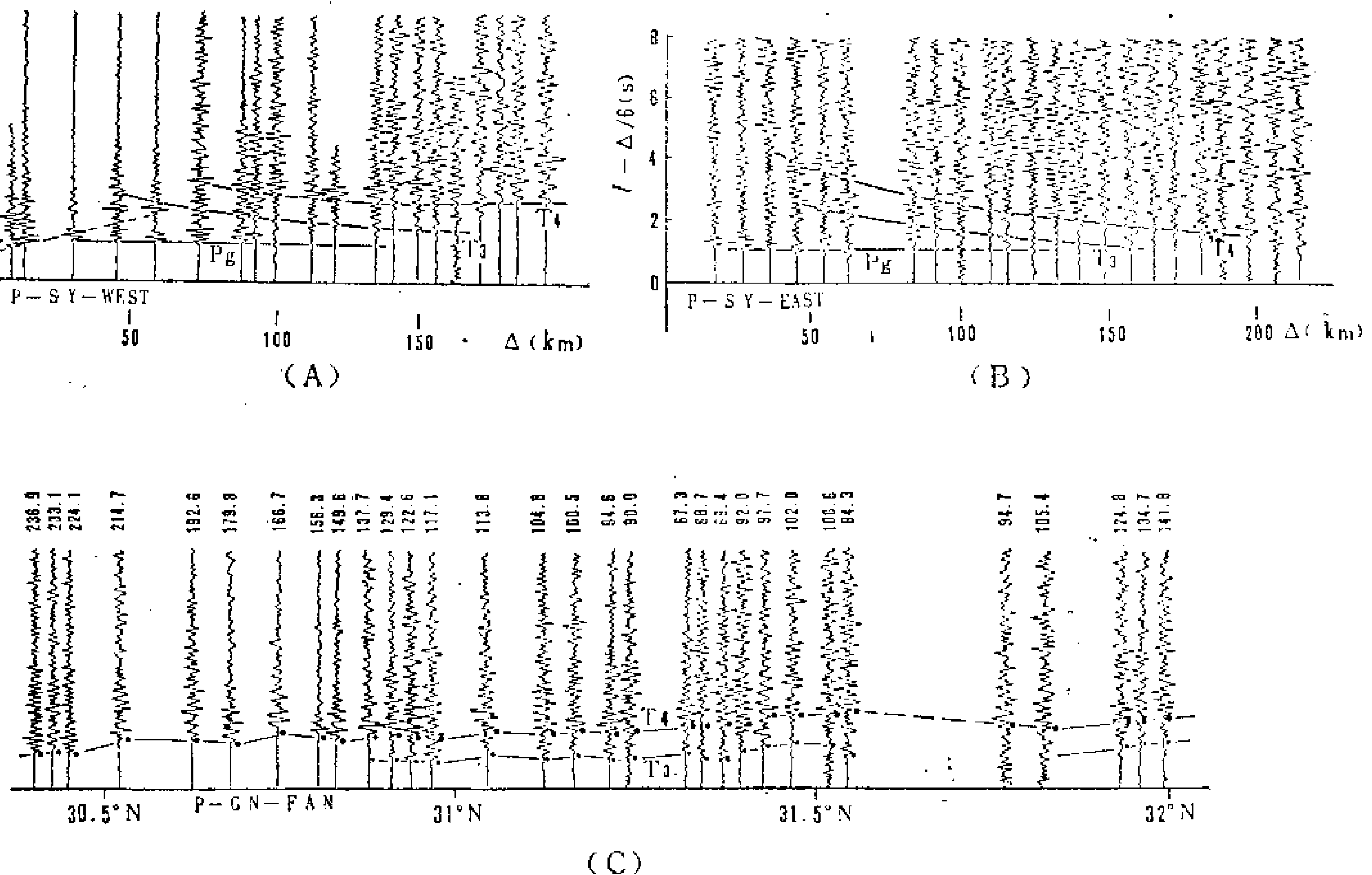


图 4　蓬错炮点的三张地震记录图

(A)向西排列剖面；(B)向东排列剖面；(C)南北向扇形排列剖面 横坐标为反射点纬度

Fig. 4　Three record sections of Pengcuo shot

(A)section from shot toward west; (B)section from shot toward east; (C)fan record section in N-S sirection, the horizontal scale shows the latitudes of the reflection spots

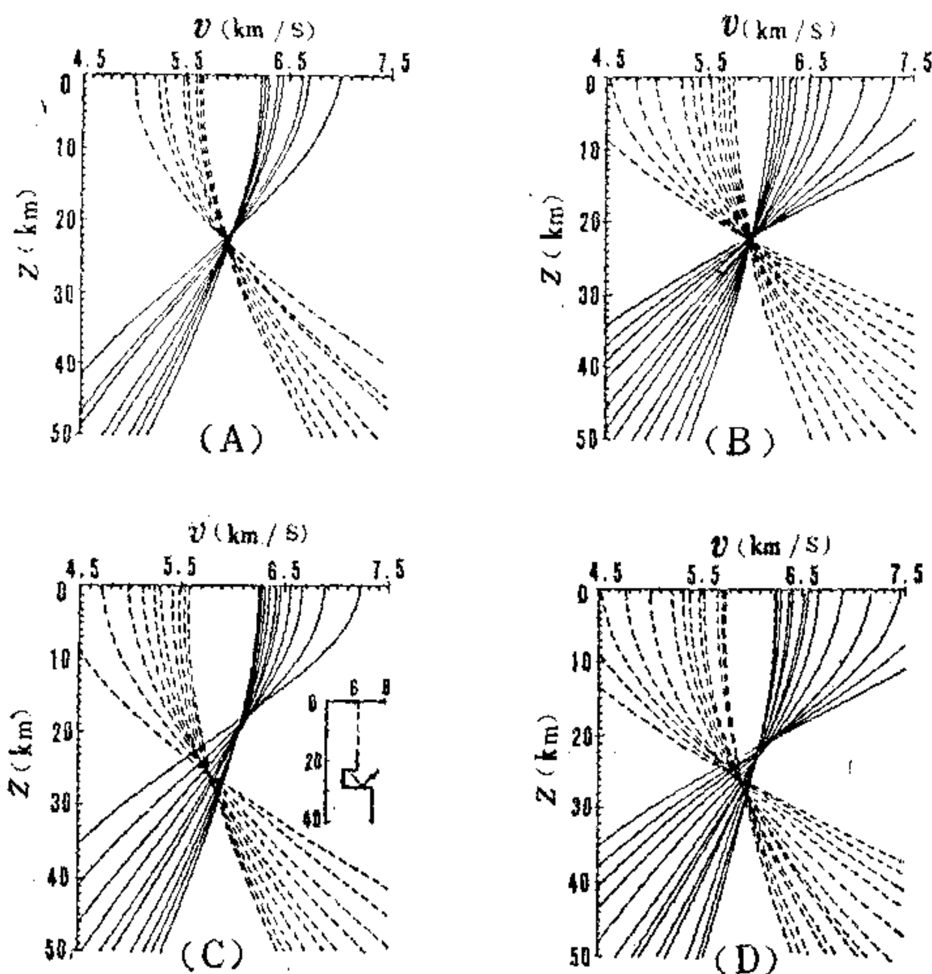
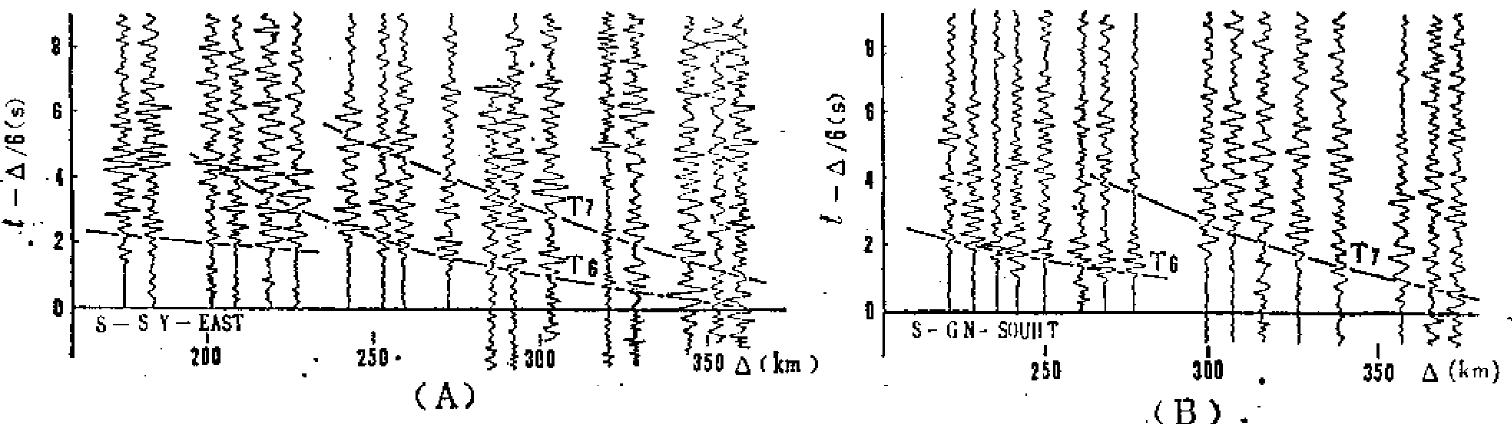
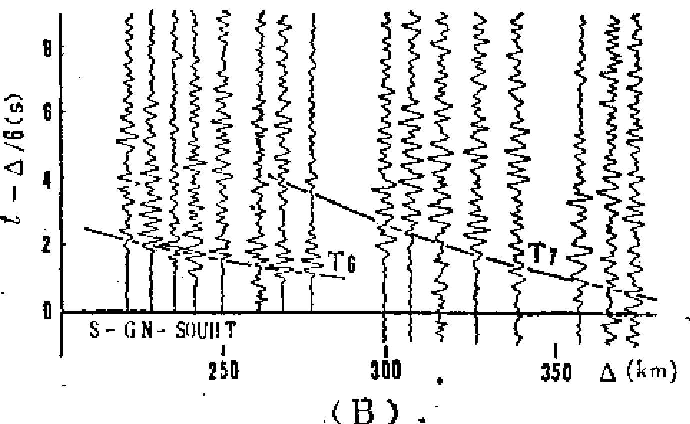


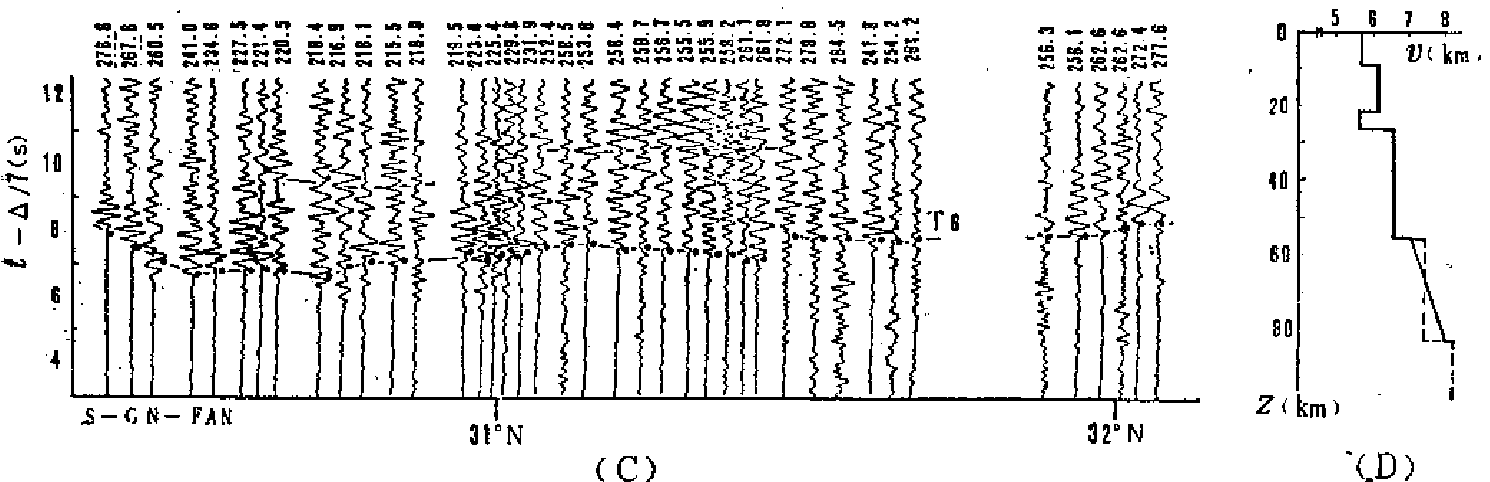
图 5　由T_3和T_4走时（图4(A)和(B)中）计算得到的速度深度关系曲线图。(A)和(B)对应于T_3；(C)和(D)对应于T_4。

Fig. 5　Depth-velocity diagrams estimated by travel time of the T3 and T4 (in Fig. 4(A) and(B)). (A)and(B)are corresponding to T3; (C)and(D) are corresponding to T4

的炮检距已超过250km，最大已达370km。所以，我们仅仅将雅鲁藏布江以北各台站记录做为扇形剖面来处理，它们的炮检距控制在250km左右。而把雅鲁藏布江以南各台站记录，另外组成一张向南排列的纵剖面记录图，接收段距离为220—370km，为图6（B）所示。图6（A）是色林错炮点向东排列（SY测线）记录图（记录段也只取150—350km，不考虑浅部记录）。从以上两张图中，都识别出两组深层反射波T_6和T_7。T_6相位出现在200—300km距离内，并有较大振幅的初动形式。它的后面出现T_7相位。图6（C）是南北方向扇形剖面记录图。所对应的T_6相位在整个记录剖面内，都具有较大的振幅，并能互相对比。在它下面，也有一些T_7震相出现。可以肯定地说，T_6相位具有深部界面反射波的明显特征。图6（A）和（B）中的T_6走时计算表明，界面深度为55km左右，界面以上的平均速度为6.3km/s。从图6（C）中还可以看出，这个界面除局部地区深度有几公里的变化外，在整个扇形剖面范围内，它基本上成水平状分布。向南延伸到念青唐古拉山底下，界面可能产生下倾，这一点从向南排列纵剖面图（图6（B））中可以看出。由于界面下倾，在280km距离以外，接收不到T_6反射波。这界面形状在图7中所示（标有黑小方形）。根据







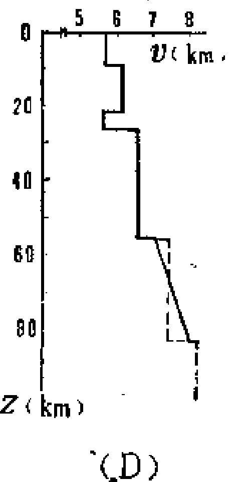


图 6 色林湖炮点的三张地震图

(A)沿SY测线向东排列记录图；(B)沿GN测线向南排列记录图；(C)南北向扇形剖面记录图(折合速度7km/s)和(D)藏北地区地壳速度-深度关系图

Fig. 6 Three record sections of Selincuo Shot

(A)section from shot toward east; (B)section from shot toward south(note that minimal recording distance is 220km); (C)fan record section with 7km/s reduction velocity and (D)sketch of velocity-depth relation of the crust in North Tibet

这个界面以上的分层结构以及平均速度值来分析，似乎已构成一个地壳结构形式。T_7震相是来自更深界面的反射波。对图6（A）和（B）中的T_7波到时，以及藏北SY测线中其他两个炮点（雅安多和蓬错）记录图中相对应的T_7波到时分析，得出界面深度在80—90km范围，界面以上的平均速度值都为6.5km/s左右。经推断，在55—85km深度之间，速度可能随深度而递增，但求得平均值为7.4km/s[6]。我们认为，这层的组成不单纯是地壳物质或者是上地幔物质，而应该是地壳和上地幔物质的混合物。在这个区域内，形成一个巨厚的壳-幔过渡层，（见图7）。另外，我们还知道，藏北地区的布格重力值比藏南的稍低。经计算表明，当在55km深度以下，引入这样一个巨厚的过渡层，才能使这个地区达到重力均衡补偿。反映出地震资料和重力解释一致，这内容将在另一篇文章中叙述。

三、西藏高原地壳结构特征讨论

将上面分别得到的不同炮点地震资料解释结果，组合成图7所示的西藏高原南北方向地壳速度分层结构图。全长约500km，在东径90°附近横贯整个西藏高原。从地震波速度分布来看，可视为三层地壳结构模式。结晶基底深度较大，藏南平均为5km，藏北为8—10km。结晶基底以下至27km深度，P波速度为6.1km/s。可认为是花岗岩类物质。在这一层的底部，普遍有低速层存在。下部地壳厚>40km，速度为6.6km/s左右，南北方向厚度变化较大。地壳底部出现有厚度不同的过渡层。下面，针对壳内低速层和壳-幔过渡层的性质以及它们在构造活动中的作用，做初步分析。

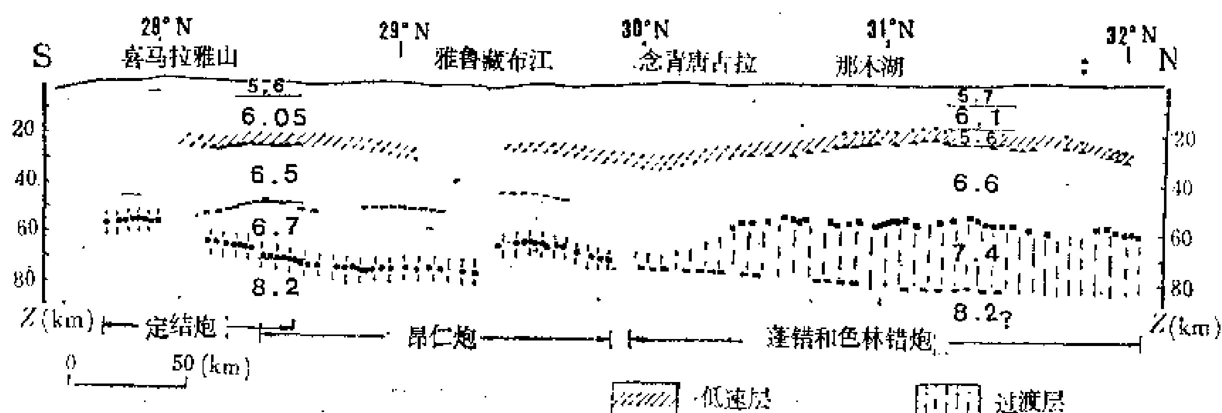


图7 西藏高原南北方向地壳速度分层结构图

（图中所标出的各层速度值，是由东西向排列纵剖面地震资料获得。深度计算以海拔4000m为零线）

Fig. 7 The layered structure section of crust in Tibet plateau in N-S direction

(The velocity values were obtained by datas of the main seismic profiles in W-E, the origin of ordinate is equivalent to the level of 4000m)

（一）壳内低速层及在构造活动中的作用

西藏高原地壳中部在很大的区域内有低速层出现，无疑，它在高原的构造活动中起着特殊作用。低速层有如下特征：底界面分布深度平均为27km，层厚约5km，成层状分布；P波速度为5.6—5.8km/s，比上覆岩层速度减低8—10%；它的分布范围及深度同低阻层的分布大致相同，说明该层同时具有低速度和高导电率性质。我们认为，壳内低速层的存

在同熔融组份关系较大，可能是处于部分熔融状态的花岗岩类物质。推测，这个花岗岩类部分熔融物质的存在同西藏地热活动有着密切的关系。

部分熔融物质在壳内成一软弱层，在其中难以积累应力，对发育在上部脆性岩石中的破裂带，是有收敛作用。推测，西藏高原地表所见的断裂，多数应终止于该层之上。另外，该层摩擦力较小，在地壳中部构成一个滑脱面。上部地壳中的塑性或脆性物质，在受到印度板块向北推力作用，沿着这个面被压缩而缩短，并出现大规模的推覆作用，上部地壳被加厚。根据有关资料指出，西藏地区天然地震震源多数位于 30km 深度以上，也说明相对运动比较激烈的构造活动，主要发生于这个部分熔融层中以及上方。

（二）下部地壳及壳-幔过渡层

西藏高原下部地壳南北向变化很大，并存在厚度不同的过渡层。反映出在印度板块向北挤压统一力的作用下，不同构造区出现不同的活动过程。世界屋脊喜马拉雅山底下，地壳反而较薄（相对于北边），同传统的“山根”说法是不一致的。进一步说明这个近代构造活动最强烈的地区，仍处于非地壳均衡状态。雅鲁藏布江以南 100 多公里范围内，地壳底部相当平坦，只以小角度向北下倾。但在雅鲁藏布江北侧，莫霍界面发生跃变，有 8km 左右抬升，而后又向北以较大角度下倾。说明在缝合线西侧受到强烈的互相挤压力作用，迫使上地幔沉陷，莫霍界面错断、倾伏，下部地壳缩短而增厚，在这个地区，形成动态平衡状态。再往北，地壳底部的过渡层大大加厚，它是在挤压力作用下，地壳和上地幔物质互相穿插、混杂而形成。由于有一个如此厚的过渡层存在，在重力均衡调整力的作用下，使高原隆起，并构成静态平衡状态。有关地质资料也表明，西藏地壳的发展，在第四纪以前表现为南北方向缩短为主，而第四纪开始，表现出东西向拉伸和大幅度快速隆升的特征。这与文中的分析是一致的。

参 考 文 献

〔1〕 Hirn A., et al., 1984, Lhasa block and bordering sutures—a continuation of a 500 km Moho traverse through Tibet, Nature, vol. 307, No. 5946, pp. 25—27,

〔2〕 滕吉文等，1983，喜马拉雅山北部地区的地壳结构模型和速度分布特征，地球物理学报，第26卷第6期

〔3〕 Hirn A., et al., 1984, Crustal structure and variability of the Himalayan border of Tibet, Nature, val. 307, No. 5946, PP. 23—25,

〔4〕 Michel B. and Hirn A., 1980, Velocity—dipth estimation form wide angle seismic reflection arrivals, Ann. Géophys, t. 36, fasc. 1,

〔5〕 黄立言、王式等，西藏北部地区地壳结构和速度分布特征（见本刊）

〔6〕 袁学诚、李 立等，西藏洛扎—桑雄地区的磁大地电流研究，（见本刊）

VELOCITY DISTRIBUTION CHARACTERISTICS AND N-S VARIATION OF THE DEPTH OF THE EARTH'S CRUST IN THE XIZANG (TIBET) PLATEAU

Wang Shi①, Lu Deyuan,②
Huang Liyan②, Li Xiaopeng②
A. Hirn③

Abstract

Deep seismic soundings were conducted in northern Tibet in June 1982. Besides a major seismic profile in W-E direction two wide-angle fan-profile in N-S direction were measured. One of them is 500km long, extending from Ando in northern Tibet, through the Banggong-Nu Jiang suture, across the Nianging Tanggula Mountains, the Gangdisi Mountains and the Yarlung Zangbo Jiang suture, down to the norther side of the Himalayan Mountains. There are two shotpoints located in Se Lin Cuo Lake and Ang Ren. Seismometers were laid to the east of shotpoints with the offset distance of 250—300km. Another fanprofile with the shotpoint at Peng Cuo Lake is about 350km long. Their offsets are about 100km in the east of the shotpoint. Recognition of seismic wave phase recorded in fan-profile is based on camparison of phase-axis on seismograms recorded in a major profile nearby.

As indicated by the P waves recorded in the major profile, the crystalline basement formation in Tibet is of considerable thickness, The depth to its bottom is 3—6km in southern Tibet and about 10km in the north. Near the Se Lin Cuo Lake shotpoint the depth amounts to 20km, with 4km of overlying Tertiary beds forming a sedimentary basin of remarkable depth. From the Pg wave and Sg wave information from the Se Lin Cuo Lake Shot we get $K=Vp/Vs=1.64$ for the crystlalline basement.

A well difined redflecting boundary is indicated at about 30km depth which can be followed over a considerable distance according to data from

① Institute of Geophysical Prospecting, Ministry of Geology and Mineral Resources
② Geological Team 562, Chinese Academy of Geological Sciences
③ Institute de Physique de Globe, Paris CedexO5

the major profile. Thes interface separats the crust into two parts, i. e. the upper crust and the lower crust. The upper crust, with a fairly stable average seismic velocity that varies between 6.0—6.1km/s, correponds to the granitelayer. We also discovered that there exists a low-velocity layer above this interface in some places within the area. According to inversion of the theoretical travel-time and the synthetic seismogram results, the bottom of the low-velocity layer near Peng Cuo Lake shotpoint is estimated to be lving at about 27km depth and the thickness is about 5km. It forther extend to the south and beneath the Yangbajain area the depth is somewhat smaller. Between 90—92 East Longitude, the interval velocity of the lowvelocity layer is 5.5—5.6km/s, and is reduced decrease of a 8% as compared to the overlying layers. The seismic data of major profile in southern Tibet also show the presence of a low-velocity layer at about the same depth. The region where the low-velocity layer is indicated happens to be the locality where the high-temperature geothermal indications are most concentrated. According to rate of decrease of Velocity in the low-velocity layer and the values of the high heatflow in that region, it can be established that the lower part of the granite formation within the same region may be in a partial molten state.

By obtaining information regarding the crust-mantle boundary for the Tibet plateau, we can hope to gain a better insight into mechanism of the plateau's formation. A 500km long section showing the depth variation of the crust along N-S direction was obtained from the data of three fan-profiles from Se Lin Cuo Lake shot, Ang Ren shot and Puma Yumco Lake shot. It is discovered that depth of crust increases from 70km to 74km, from the northern side of the Himalayas Mountains to the south bank of the Yarlung Zangbo River. Based on the analysis of the data from the major profile, we can see that the thickness of the lower crust in that region is about 40 km, with velocity of 5.6km/s, and that on defined reflections are observed within the lower crust. But the reflection phase of the Moho surface is strong, It is suggested that the Moho surface here may passibly take the from of a crust-mantle transition coposed of a multiple thin-layers. A crust of such thinckness as we see in this region must have caused by the collision of plates and by intensive compression in the process. According to the data of the fan-profile, across the Yarlung Zangbo River shot from Ang Ren, we find that the seismic energy was strongly absorbed within a 20km band to the south of the Yalung Zangbo River, which is in good correspondance with the distribution of othiolite beit. To the north of Yalung Zangbo River there is a 6km sudden rising of the

Moho surface, its depth being somewhere aroumd 68 km. The depth tends become smaller to the north, with the nottom of the crust lying at about 55—60 km. generally speaking, the variation of crust's thickness is fairly moderate along N-S direection in Northern Tibet. From the seismic data of the major profile, it can be seen that the mediun within the lower crust in Northern Tibet is in heterogenity and a few reflection phases are observed, but with very small reflection energy and hardly discernible Pn waves. All these can only show that the lower crust in the northern part is remarkably different from that in the southern part of Tibet. Moreover, an interbed with velocity of 7.4—7.5km/s is also indicated at below the 60 km depth. Obviously this is not uniquely composed of the upper mantle materials but has taken the from of an abnormal upper mantle structure, which, in all probability, may be related to aome lower crust materials had plunged under the Lhasa block in the couse of the collision.

青藏高原北部
沱沱河—格尔木地区地壳和上地幔的
结构模型和速度分布特征

卢德源　黄立言　陈纪平　李小鹏　胡安邦
王延增　王仲才　刘万通　张之英

（中国地质科学院实验地震队）

一、前　　言

1983年中国地质科学院实验地震队完成了青海省南部南起沱沱河，向北经楚玛尔至格尔木的地震测深剖面。测线长340km。该项研究工作首次提供了青藏高原北部的地壳深部结构资料。

二、地质构造背景

测线走向近北东-南西，测点沿青藏公路布置，大多数测点高程在4000—4500m（图1）。测区由南而北经过三个大地构造单元，二条深大断裂带。它们是唐古拉褶皱系；松潘-甘孜褶皱系；东昆仑褶皱系。测区北端伸入到柴达木盆地。两条深大断裂带是约基台湖-金沙江断裂带，它位于测区的南部，将唐古拉褶皱系和松潘-甘孜褶皱系分开，并在二道沟至风火山之间横穿过测区；另一条深断裂带是昆仑南缘断裂带。它位于测区的北部，将松潘-甘孜褶皱系和昆仑褶皱系分开，且在西大滩、小南川一带横穿测区[5]。

测区内广泛发育三叠系地层。主要岩性是砂岩和板岩。在风火山地区主要分布有下第三系的砂岩、泥岩和灰岩，上第三系石英砂岩、沙岩和泥岩互层。沱沱河地区，楚玛尔地区及格尔木地区分布第四系砂砾岩和泥岩。昆仑山北坡、纳赤台地区分布有加里东期花岗斑岩、海西晚期花岗岩。

测区内近东西向（或北西西—南东东向）断裂十分发育。诸如格尔木断裂、大干沟断裂、西大滩断裂、昆仑垭口断裂、风火山断裂等基本上与测线垂直交叉，对地震波的传播将产生复杂影响。

从地质构造发展史上看，有些地质学家认为："约基台湖-金沙江大断裂是羌塘-青南与可可西里-巴颜喀拉陆块之间的缝合线[6]，代表在晚三叠世时期古特提斯洋的封闭位置"，"昆仑南缘缝合带是欧亚板块内部的所谓板内聚合带"。它形成于晚古生代。可以想见本区的地壳结构可能经过多次变动，并可能是复杂的。

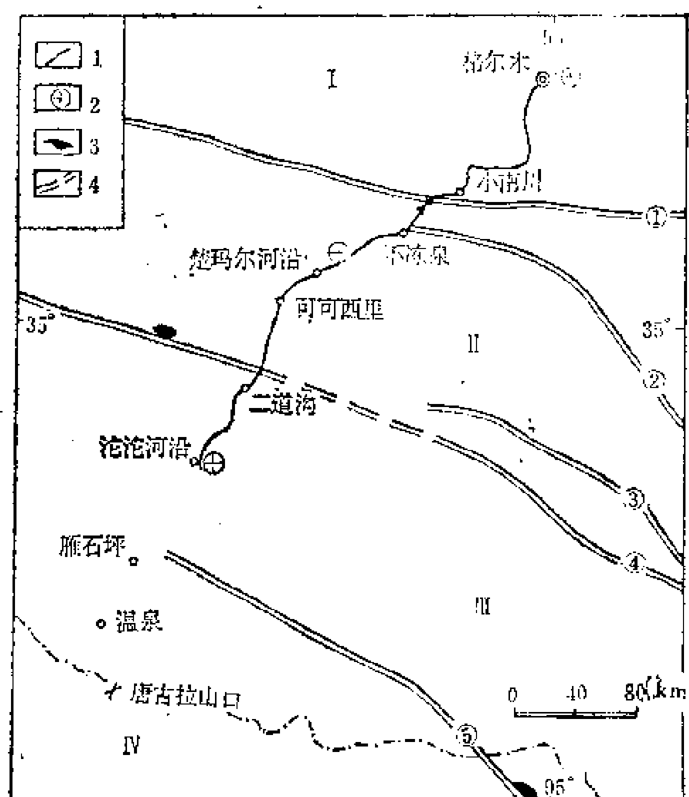


图 1 地震测线及地质构造纲要图

Fig. 1. Seismic sounding line and geological structure map

1—地震测线；2—炮点；3—蛇绿岩带；4—断裂

①—昆仑山南缘大断裂；②—道孚-康定深大断裂；③—甘孜-理塘深大断裂；④—约基台湖-金沙江-红河深大断裂；⑤—澜沧江深大断裂

Ⅰ—昆仑褶皱系；Ⅱ—松潘-甘孜褶皱系；Ⅲ—三江褶皱系；Ⅳ—喀喇昆仑-唐古拉褶皱系

三、野 外 工 作

1983年8月至10月完成野外工作。野外观测采用完整相遇观测系统。使用30台模拟磁带地震仪进行观测，三分量记录。时间信号UT1记录在磁带上。

仪器的主要性能见表1

表 1

型 号	摆 频	阻尼系数	放大倍数	频 宽	调制频率
GPS 7030G	2Hz	0.7	60dB	0.2—100Hz	0.86 KHz 2.1 KHz 4.4 KHz

沱沱河、楚玛尔、格尔木为炮点，放炮6次。各次爆炸及观测的有关资料见表2

采用多井组合爆炸。井深40m和47m，井径170mm。每井放置300kgTNT成型炸药，导爆索引爆。

表 2 1983年沱沱河格尔木测线资料

Table 2 Tuotuo He-Golmud sounding line data in 1983

炮点地名	日 期	爆炸零时	坐标			爆药量	观测范围	观测距离
			东 经	北 纬	高 程 (m)	(t)		(km)
沱沱河	8.23	$16^h03^m49.6^s$	92°29′12″	34°11′58″	4530	0.71	沱沱河—五道梁	0—118
沱沱河	10.7	$14^h01^m6.66^s$	92°29′15″	34°12′18″	4530	7.4	五道梁—格尔木	80—280
格尔木	10.14	$14^h01^m10.31^s$	95°07′18″	36°23′27″	2820	4.1	格尔木—楚玛尔	0—200
格尔木	9.26	$24^h01^m2.18^s$	95°07′18″	36°23′27″	2820	9.1	楚玛尔—沱沱河	200—360
楚玛尔	8.16	$14^h0.1^m4.46^s$	93°27′40″	35°24′03″	4475	1.0	63道班—楚玛 尔—五道梁	0—60 0—60
楚玛尔	9.5	$14^h01^m0.80^s$	93°27′40″	35°24′03″	4475	2.0	五道梁—沱沱河 63道班—格尔木	60—154 60—153

四、资料处理和震相分析

测区内大部分测点高程在4000—4500m，少数测点在2800—3500m。测点高程相差很大。对全部测点、炮点做了高程校正，统一到4000m基准面上。低速带校正速度为4km/s。它的选取主要考虑到地表多为第四系松散沉积物，以及风化岩石。时间服务系统统一采用BPM报时台的UT1时间。

野外模拟资料经过A/D转换变为数字化资料，然后经过时间校正，数字滤波和振幅归一等处理，在720计算机上绘制成记录剖面图。

测线代号TG。从三个炮点得到四张记录剖面图。它们的代号是T-TG（图2），代表以沱沱河为炮点，向格尔木方向接收的记录剖面；Q-TGS（图 3），代表以楚玛尔为炮点，向沱沱河方向接收的记录剖面。Q-TGN（图 4），代表以楚玛尔为炮点，向格尔木方向的记录剖面。G-TG（图5），代表以格尔木为炮点，向沱沱河方向的记录剖面。

对比波组、分析震相，我们主要考虑宽角反射的特点。反射波组在临界点附近有强振幅出现，且随距离衰减慢。并注意到时距曲线要有一定的长度，以及其视速度的变化规律。一般是从波的初至区向续至区追踪。

从T-TG、G-TG两个长剖面图上，我们对比出五组反射波。代号是 T_1、T_2、T_4、T_5 和T_6。其中 T-TG上的T_2、T_4震相可追踪的距离很短震相的可靠性较差。在 Q-TGS、Q-TGN两条短剖面上对比出两组反射波。代号为T_1和T_2。

T_1为沉积岩底部的反射波组。在G-TG上可由30km追踪到 90km，能量较强。它可能反映了柴达木盆地沉积盖层之下有一坚硬基底面。基底面顶部的折射波t_1（即P_g波）可从30km追踪到 80km，其视速度为 6.15km/s。在90km到 150km t_1向上转折，其视速度为5.88km/s。它一方面可能反映了结晶基底顶部横向速度不均匀，或者是在昆仑山底下基

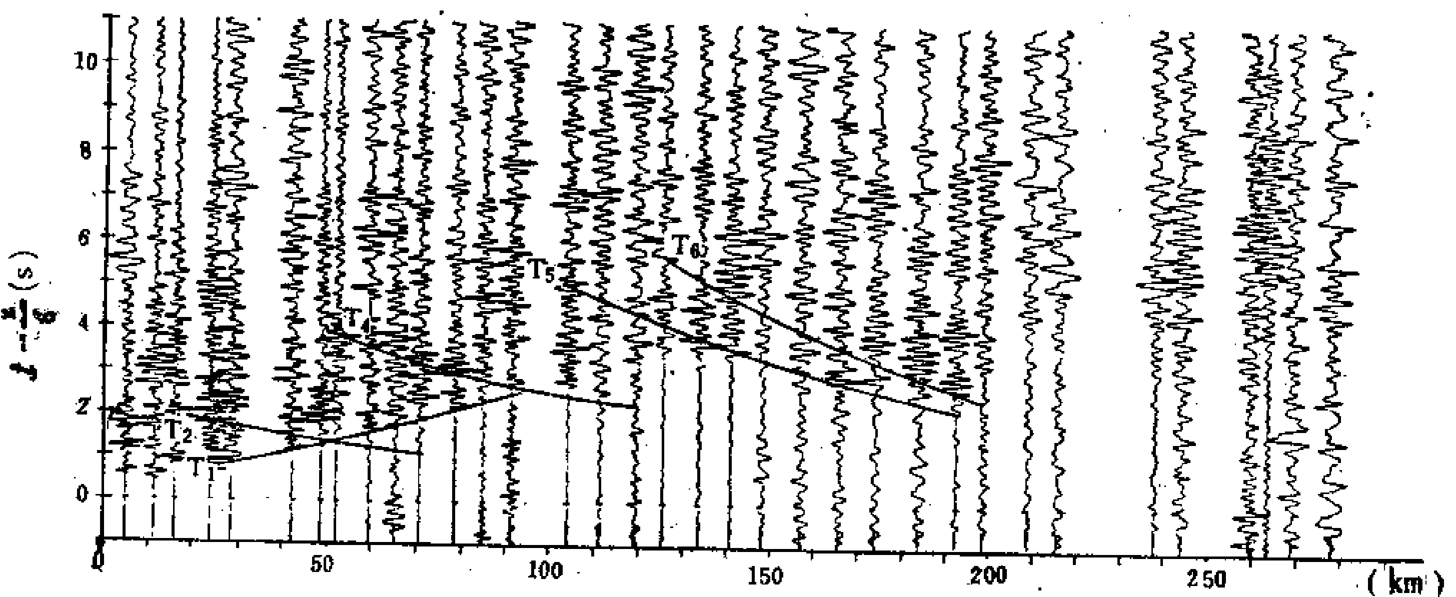


图 2 T-TG剖面地震记录图

Fig. 2. T-TG recorded profile

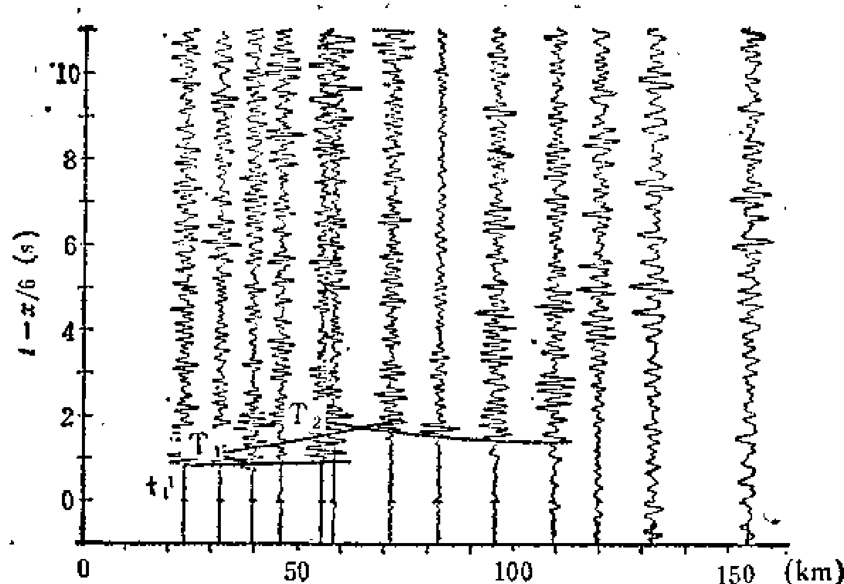


图 3 Q-TGS剖面地震记录图

Fig. 3. Q-TGS recorded profile

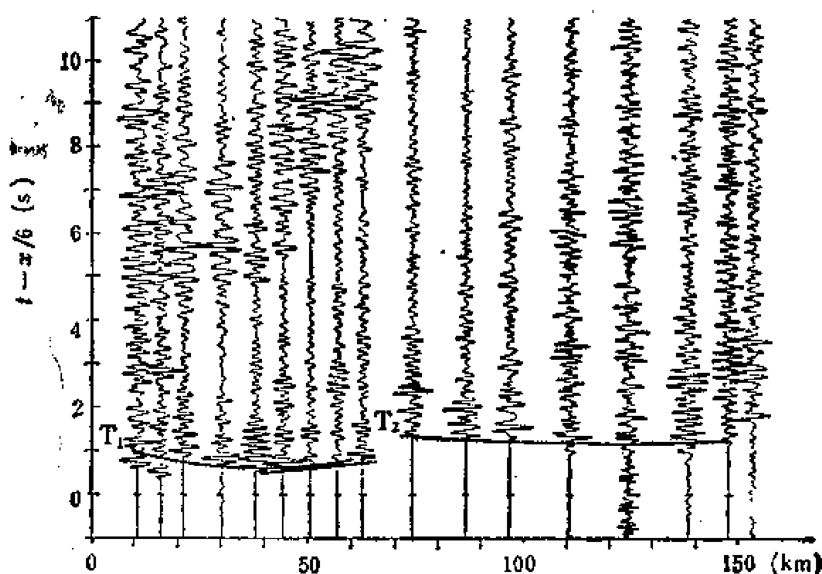


图 4 Q-TGN剖面地震记录图

Fig. 4. Q-TGN recorded profile

底面下倾。在Q-TGN、Q-TGS上，T_1震相也比较清晰。在T-TG上，T_1可从20km追踪到80km。

T_2是结晶基底底部的反射波。震相比较复杂。在G-TG上，可从70km追踪到110km。在Q-TGN、Q-TGS上能够比较可靠的追踪，其中Q-TGN上，从70km可追踪到150km。在Q-TGS上，可从70km追踪到110km。而在T-TG上，T_2震相可追踪的距离很短。

T_4是地壳中部的一个界面的反射波。在G-TG上能够比较可靠的追踪。从100km可追踪到180km，在180—190km之后，走时发生半秒左右的推迟，并且延续到230km。这是一组强震相。但是在T-TG上该震相可追踪的距离很短。T_2、T_4震相在T-TG上可追踪的距离很短似乎表明沱沱河一带受到强烈的构造变动。

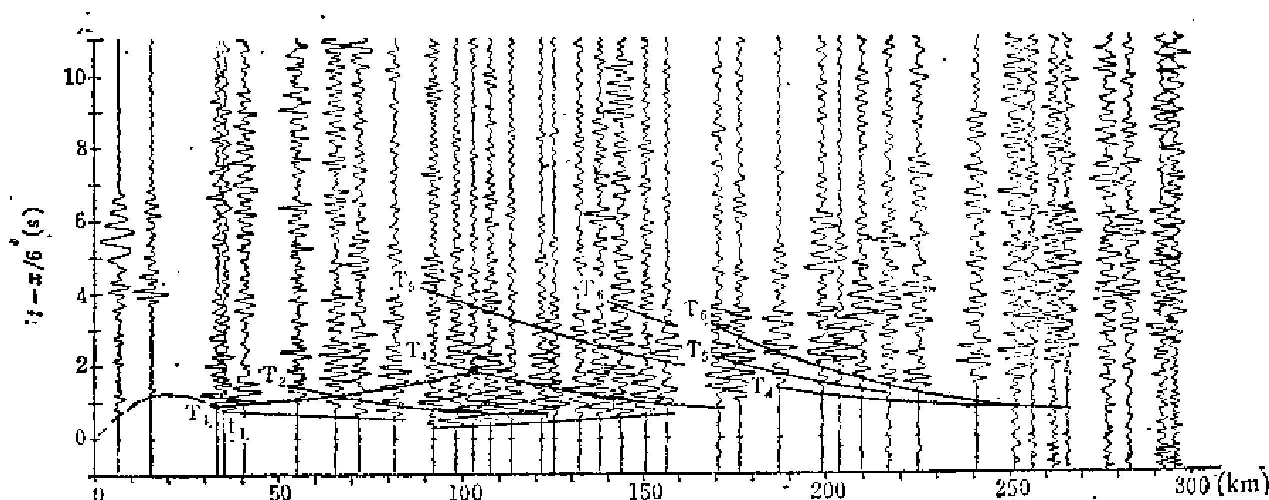


图 5　G-TG剖面地震记录图

Fig. 5.　G-TG recorded profile

T_5是下地壳内部某一分界面的反射波。在G-TG、T-TG上均可对比。在G-TG上，可从90km追踪到160km，在160km—170km处走时发生半秒左右的推迟，170km以后逐渐与T_6干涉。在T-TG上，可以从100km追踪到200km，且能量比较强。

T_6是来自壳幔分界面的一个反射波，能量强。在G-TG上可以从140km追踪到240km，同样也在170km处发生半秒左右的推迟。在T-TG上。可从140km追踪到200km。有比较明显的强振幅区。临界点大致位于170—180km的范围内。

P_n波没有被记录到。

五、初　步　结　果

本文采用恒差法求各走时曲线的有效速度，根据折射波 t_1的 t_0时间构制界面。逐层计算出地壳的初步模型。利用理论走时方程编制的计算程序正演拟合。最后建立统一的地壳模型。利用DANTZ的射线跟踪程序研究横向不均匀性。计算的结果表明，走时拟合和临界点位置拟合比较满意。如图6、7、8、9。其中如图8拟合存在一些问题。T_2、T_4震相没有能拟合上。原因是在选取的地壳模型当中，在沱沱河部分过于简单，没有在模型当中考虑约基台湖-金沙江大断裂的破碎带的影响，所以理论计算出的T_2、T_4实际上由于反射点落在破碎带内而不能出现震相。这一现象反过来也验证了大断裂带的存在。

通过计算得到的地壳模型如图10。

图11是在青海南部沱沱河—格尔木进行地震测深获得的剖面。

1. 沉积层和结晶基底　沉积层的速度为5.2—5.6km/s。格尔木地区沉积层厚度2—3km。楚玛尔、沱沱河地区为4—5km。结晶基底为5.9—6.1km/s。其厚度横向变化较大，沱沱河地区结晶基底的厚度为9km，底界深13km。楚玛尔南侧厚为12km，底深15km。北侧厚度为6—12km，其底深为11—16km。格尔木地区该层厚8km，底界深12km。

2. 上地壳结构　上地壳即所谓"花岗岩层"，速度6.2km/s。全区比较稳定，其厚度为13—15km，底界深25—29km。

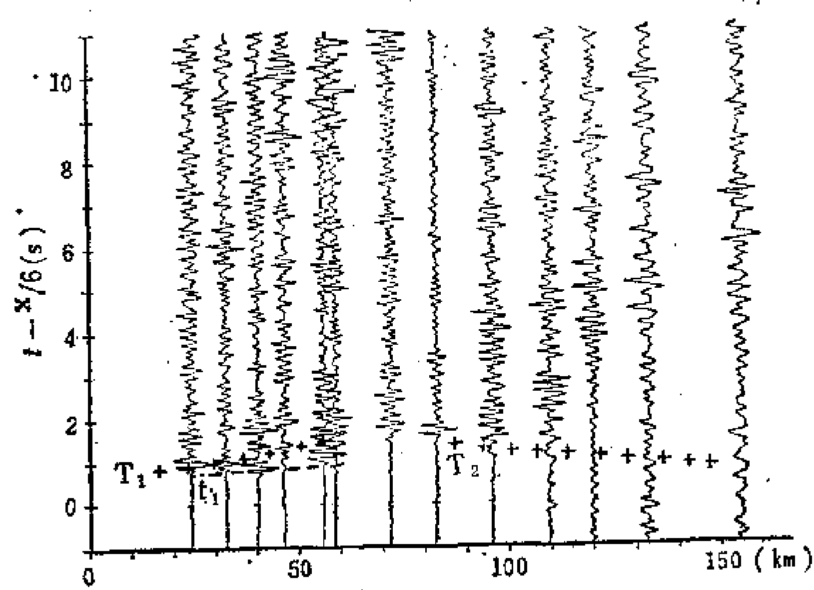


图 6 Q-TGS 射线跟踪图

Fig. 6. Q-TGS ray tracing

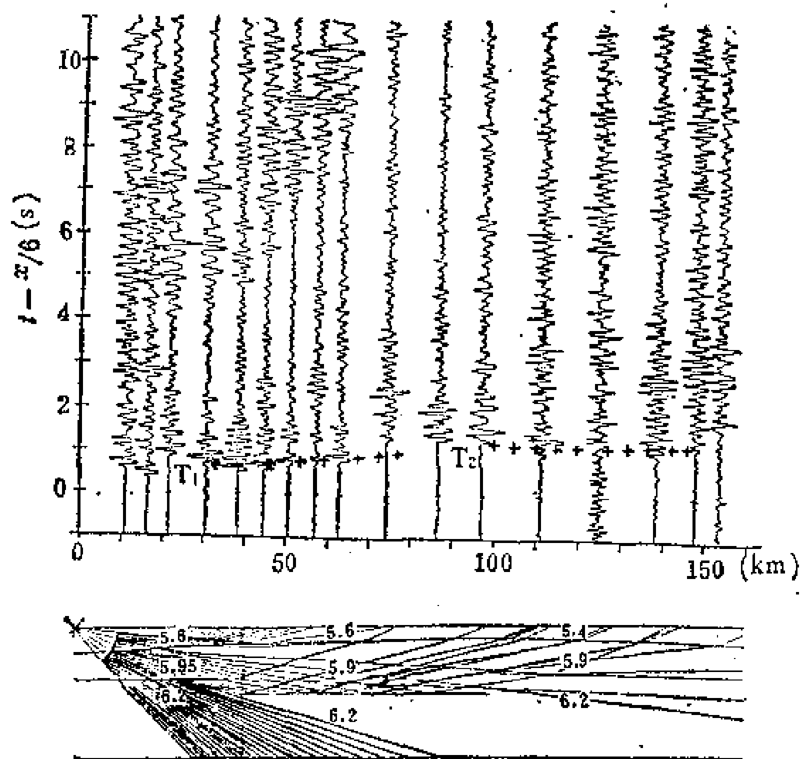


图 7 Q-TGN 射线跟踪图

Fig. 7. Q-TGN ray tracing

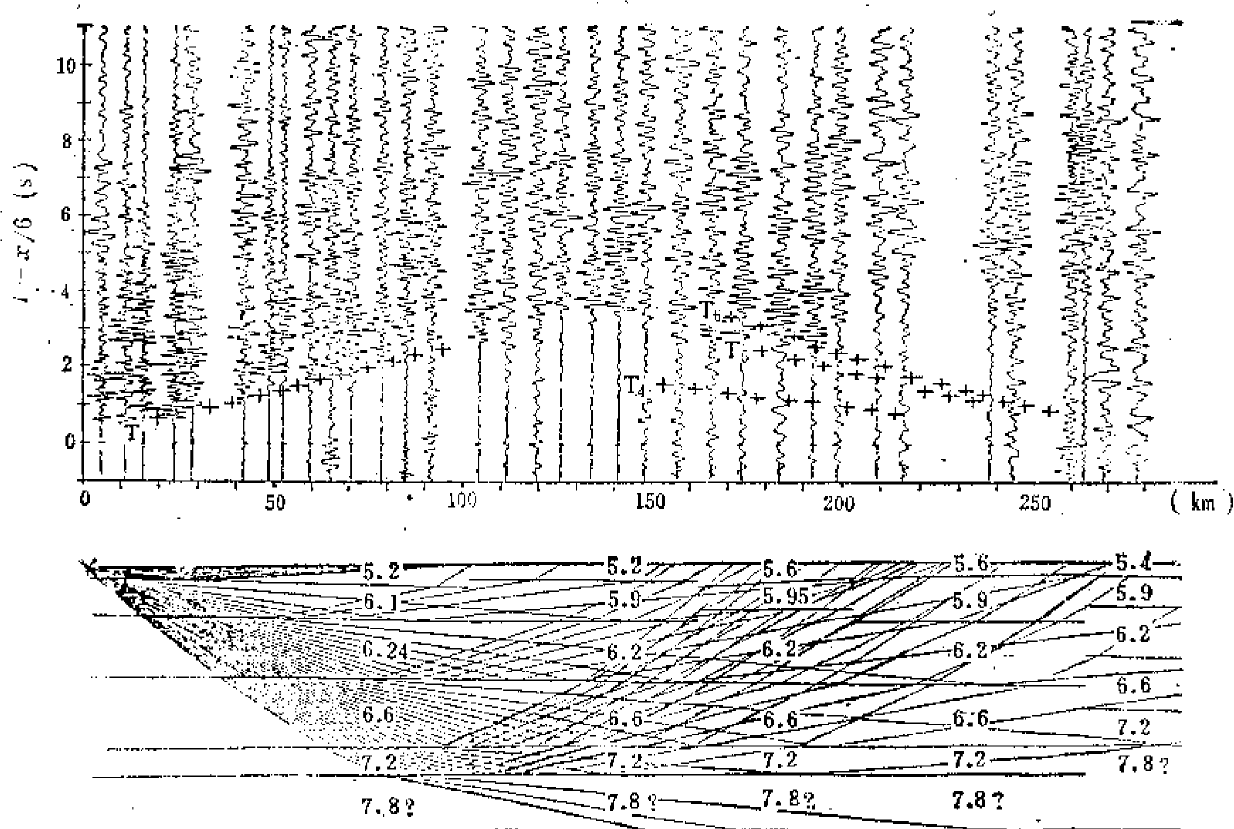


图 8 T-TG射线跟踪图

Fig. 8. T-TG ray tracing

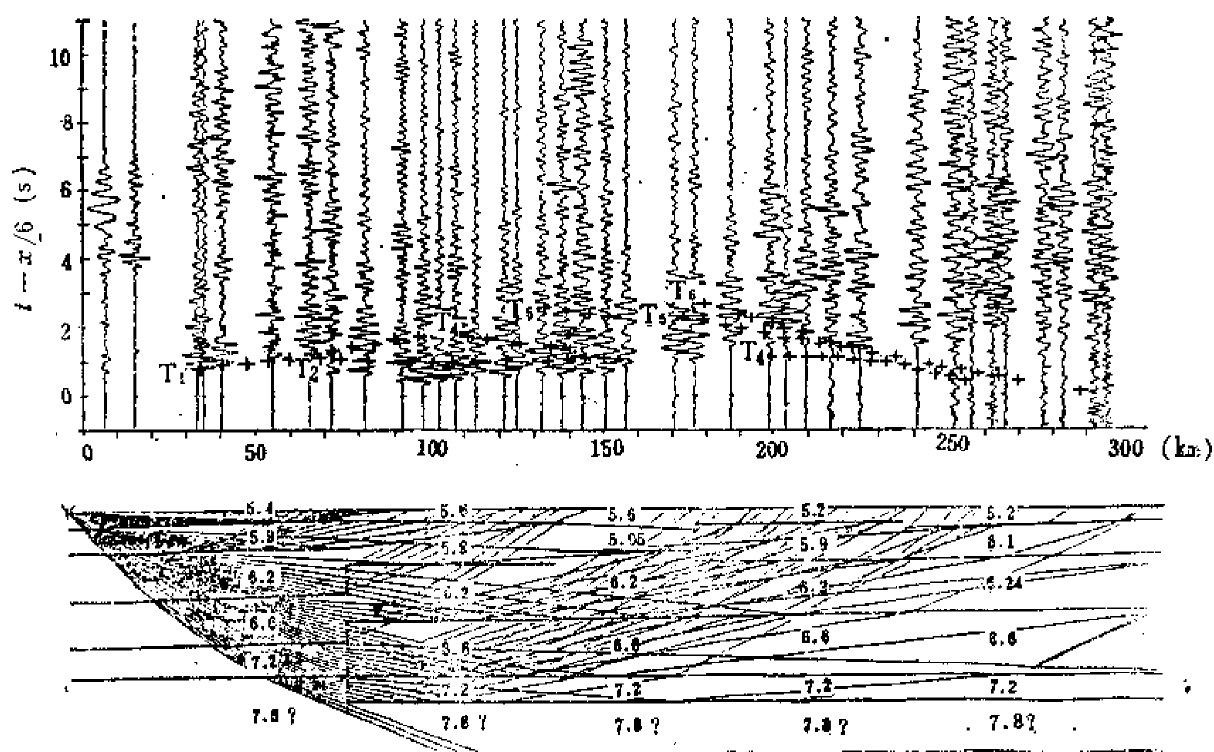


图 9 G-TG射线跟踪图

Fig. 9. G-TG ray tracing

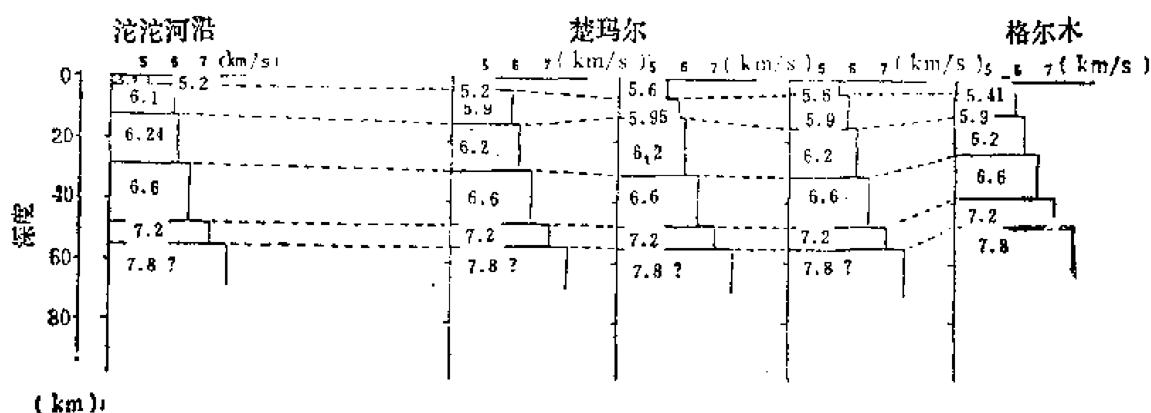


图 10 TG剖面地壳模型图

Fig. 10. Crustal model from TG sounding line.

3. 下地壳结构 下地壳即所谓"玄武岩层"，分为两层结构，上层速度为6.6km/s，厚度14—18km。格尔木地区为14km，界面平缓。下层是一高速层，层速度为7.2km/s。厚度为8km。

4. 莫霍面 本区莫霍面的反射波组不如藏南那样清晰和强烈。根据 T_6 的走时和临界点位置采用7.8km/s的速度去拟合能够获得比较满意的结果。沱沱河、楚玛尔地区莫氏面深度55km，格尔木为47km，地壳平均速度6.3km/s。

5. 约基台湖-金沙江大断裂、昆仑南缘大断裂 地震资料证明，这两条大断裂是穿过地壳的岩石圈大断裂。从T-TG记录剖面图上我们看到 T_6 波组在190km 以后能量剧烈衰减，震相紊乱，它反映了约基台湖-金沙江大断裂的影响。炮检距 190km 的折半距离，即炮检距95km处，也是地质上确认的该大断裂通过测线的位置。断裂破碎带约20—25km宽。从T-TG 记录剖面上也看到凡是反射点落在断裂破碎带内的射线在地面上不能形成可以追踪对比的震相。另外，在Q-TGS 记录剖面上，也可看到约基台湖-金沙江大断裂带的影响。在炮检距110km以后，地震波的能量剧裂衰减是断裂带影响的结果。T_6 震相的追踪不能通过断裂带影响的部分，据此判断它是岩石圈断裂。

昆仑南缘大断裂也是岩石圈断裂。这一结论在G-TG记录剖面上得到证明。T_6 震相在炮检距170km处发生错断，这说明大断裂切穿地壳，且伸入到上地幔里面去。根据计算结果，断裂倾向北，且上盘上升，北侧莫霍面抬升达8km。

六、讨 论

1. 昆仑南缘大断裂带是柴达木微板块和巴颜喀拉微板块之间的缝合带[3]。昆仑南缘大断裂倾向北，且北盘抬升8km，这说明两个板块碰撞过程中，柴达木微板块是仰冲，而巴颜喀拉微板块是俯冲。

2. 本区地壳结构当中，在莫霍面之上有8km厚的层速度为 7.2km/s 的地层，它属于下地壳里面的东西。这个特殊的层在藏南、藏北的地震剖面上均未发现。据认为速度为6.6—7.2km/s的地层仍然属于玄武岩层。这里出现的速度为 7.2km/s 的地层是否可以认

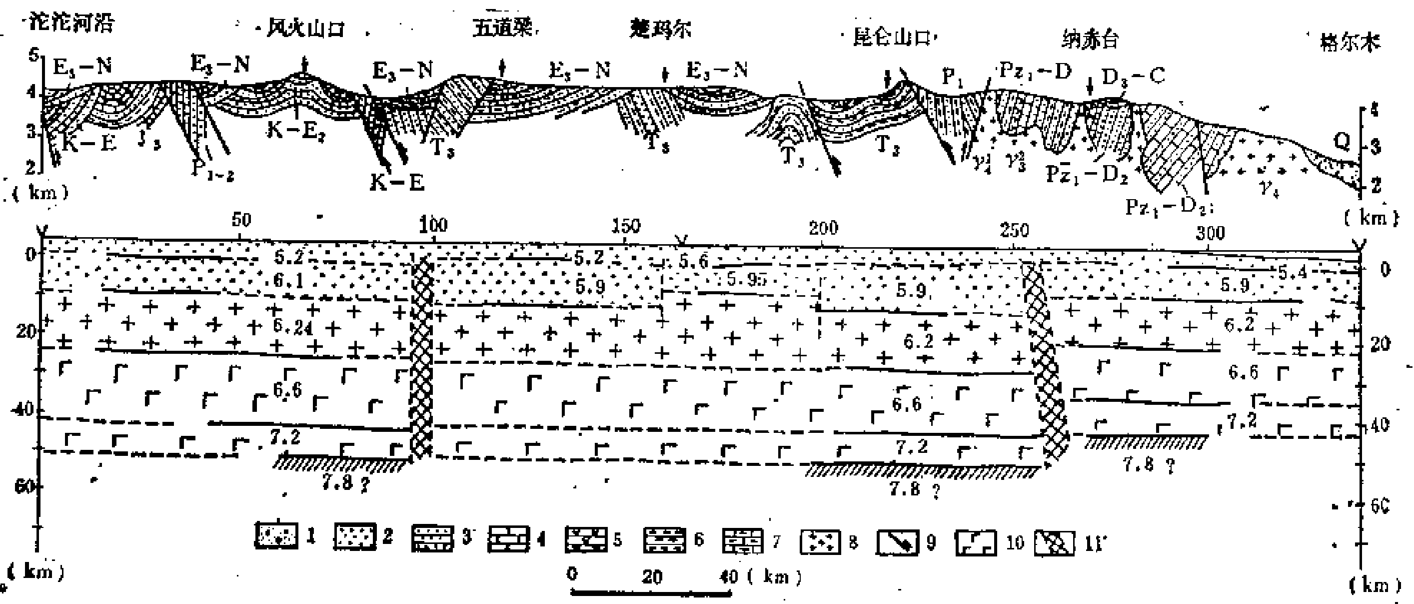


图 11 青海南部沱沱河-楚玛尔-格尔木地震测深剖面图

(地质剖面引自常承法等:"青藏高原演化历史"一文)

1—砂砾岩; 2—砂岩; 3—泥质砂岩; 4—灰岩; 5—安山岩; 6—泥岩; 7—泥质灰岩; 8—花岗岩; 9—断层; 10—玄武岩; 11—深大断裂

Fig. 11. Deep seismic sounding profile in Tuotuo He River-Qumar-Golmud South of Qinghai

(The geological profile is quoted from the article "History of tectonic evolution of Qinghai-Xizang Plateau" written by Chang Chengfa and others)

1—sandstone and conglomerate; 2—sandstone; 3—argillaceous sandstone; 4—limestone; 5—andesite; 6—mudstone; 7—argillaceous limestone; 8—granite; 9—fault; 10—basalt; 11—deep fault

为是富含多种玄武岩类的层。令人感兴趣的是，这一富含多种玄武岩类的层是否一直延伸到班公湖-怒江缝合带以北。如果是这样，是否可以说明班公湖-怒江缝合带两侧具有性质不同或者物质组成不同的洋壳。这需要进一步做工作。

参 考 文 献

〔1〕 中国科学院地球物理研究所，1981，西藏高原当雄—亚东地带地壳与上地幔结构和速度分布的爆炸地震研究，地球物理学报，Vol24，No. 2

〔2〕 Alfred Hirn,1984, Crustal structure and variability of the Himalayan border of Tibet, Nature Vol 30F No 5946 pp23-25

〔3〕 滕吉文等，1983，喜马拉雅山北部地区的地壳结构模型和速度分布特征，地球物理学报，Vol. 26, No. 6 Nov

〔4〕 Alfred Hirn,1984,Lhasa alock and bordering suture a continuation of a 500km Moho traverse through Tibet,Nature,Vol.307, No 5946, pp25-27

〔5〕 黄汲清等，1980，中国大地构造及其演化，科学出版社，

〔6〕 常承法、潘裕生、张新明，1982，青藏高原构造演化历史，青藏高原地质论文专辑，地质出版社

STRUCTURAL MODEL AND VELOCITY DISPERSION CHARACTERISTICS OF THE CRUST AND UPPER MANTLE IN TOUTOU HE RIVER-GOLMUD REGION OF NORTH QINGHAI-XIZANG PLATEAU

Lu deyuan, Huang liyan, Chen jiping,
Li xiaopeng, Hu anbang, Wang yanzeng,
Wang zhongcai, Liu Wantong, Zhang zhiying

(Team 562, Ministry of Geology and Minerals)

Abstract

The deep crustal structure of Tuotuo He-Golmud region of northern Qing-

may show the differences of substances formed into the oceanic crust in the two sides of Bangong Lake–Nujiang River great fracture. The Moho surface is 47Km deep in Golmud area and 55Km deep in Tuotuo He and Qumar region. The Yujitai Lake–Jinshajian River great fracture and the great fracture in southern edge of Korum are the fracture extending into the lithosphere of the upper mantle. The great fracture in southern edge of Korum dips to N and rises 8Km with hanging wall. It may indicate that the Qaidam micro plate upthrusted and Bayan Har micro plate downthrusted when they came into collision with each other.

西藏洛扎—那曲一带地壳和上地幔的磁大地电流测深研究

袁学诚[①] 李 立[①] 金国元[①] 冯益普[②] 朱建华[①] 鹿 刚[①]
范文科[③] D.布瓦叶[③] P.台尔摩[③] J.L.米埃尔[③]

一、磁大地电流测深曲线的特征

磁大地电流剖面南起洛扎（T_2）经打隆（T_3）、倒不龙(T_4)、曲水(T_5)、聂当(T_6)、嘎冲（T_1）、德庆（T_8）、羊八井（T_7）、宁中（C_1）、当雄（C_2）、谷露（C_3）、桑雄（C_5）至那曲（C_4）共13个测深点，测线全长约400km（图1）。

剖面上的测深曲线基本上属于HKH型（图2）。雅鲁藏布江以南的测深曲线具有明显的电阻率各向异性，南北向的电阻率ρ_{NS}一般均大于东西向电阻率ρ_{EW}（ρ_{NS}约数十Ω·m，而ρ_{EW}仅4—7Ω·m）这说明雅鲁藏布江以南的构造走向以东西向为主。在雅鲁藏布江以南的地壳中发现有一明显的低阻层，该低阻层由北向南逐渐变浅，到洛扎已接近地表，它可能是由大逆掩断层滑动面附近的花岗岩类物质的部分熔融及其上部含热水的沉积岩层所引起。低阻层的下部是电阻率为数百至数万Ω·m的巨厚高阻层（表1）

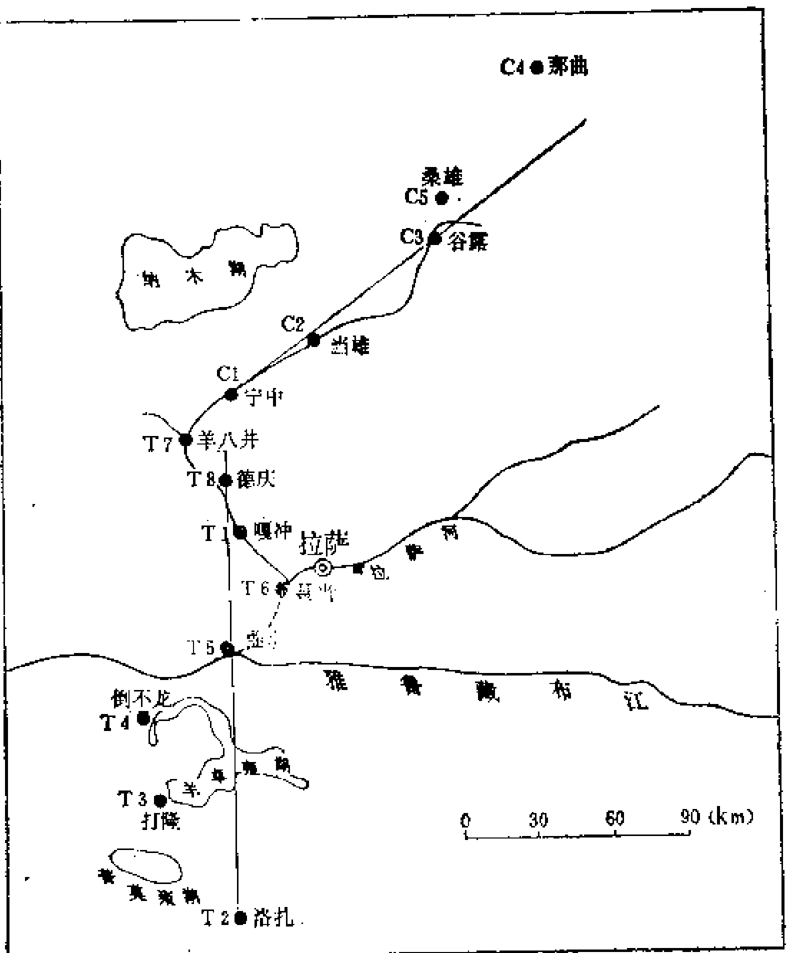


图 1 磁大地电流测深点分布图

Fig. 1. Location of magnetotelluric sounding in the Xizang (Tibet)

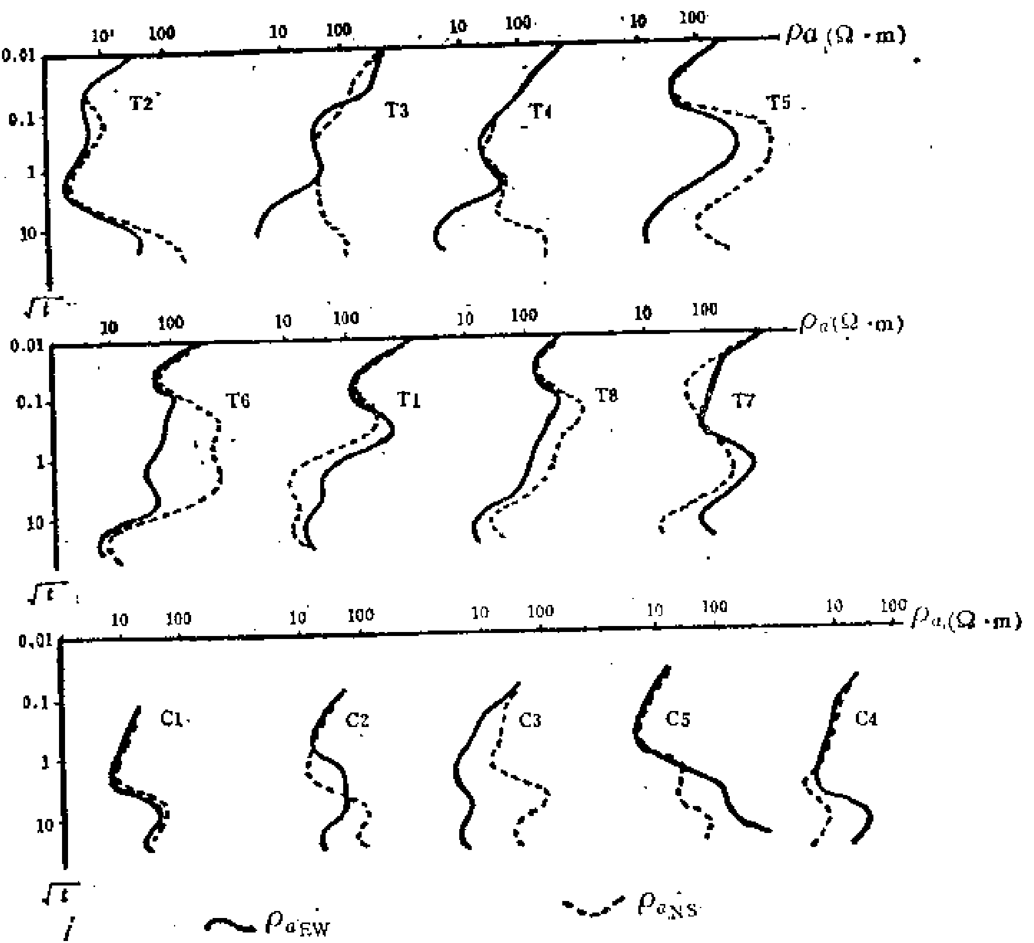


图 2 磁大地电流测深曲线的特征

Fig. 2. Characteristic MTS curves

表 1　大地电流测深推断结果

测点	T_2（洛扎）			T_3（打隆）			T_4（倒不龙）			T_5（曲水）			T_6（亚当）			T_1（嘎冲）			T_8（德庆）		
	ρ (Ω·m)	H (km)	h (km)	ρ (Ω·m)	H (km)	h (km)	ρ (Ω·m)	H (km)	h (km)	ρ (Ω·m)	H (km)	h (km)	ρ (Ω·m)	H (km)	h (km)	ρ (Ω·m)	H (km)	h (km)	ρ (Ω·m)	H (km)	h (km)
	400	0.017	0	950	0.09	0	700	0.095	0	1300	0.055	0	1000	0.07	0	1400	0.137	0	430	0.07	0
层	4	0.06	0.017	80	0.1	0.09	30	0.04	0.095	14	0.06	0.055	8	0.013	0.07	42.5	0.14	0.137	90	0.12	0.07
	300	0.15	0.077	10000	0.17	0.19	1000	0.16	0.135	100000	0.04	0.115	1000	0.7	0.083	10800	2.7	0.277	2200	2	0.19
	2.1	1.3	0.227	20	0.7	0.36	5	0.08	0.285	6000	6	0.155	200	4.5	0.783	0.88	0.4	2.98	120	8	2.19
参	80000	120	1.527	1000	3.1	1.06	900	0.5	0.365	500	8	6.155	50	5	5.28	1500	14	3.38	100	7.8	10.19
	10	∞	121.53	6	3.7	4.16	5	0.3	0.865	7	10	14.15	80000	13	10.28	4.5	8.2	17.38	4.5	12.5	17.99
				10000	110	7.86	50000	7	1.165	2000	∞	24.15	1	7.5	23.28	10000	∞	25.58	10000	∞	30.49
数				5	∞	117.86	4	4	8.16				8000	∞	30.78						
							10000	62	12.17												
							10	∞	74.16												

测点	T_7（羊八井）			C_1（宁中）			C_2（当雄）			（C_3谷露）			C_5（桑雄）			C^4（那曲）		
	ρ (Ω·m)	H (km)	h (km)	ρ (Ω·m)	H (km)	h (km)	ρ (Ω·m)	H (km)	h (km)	ρ (Ω·m)	H (km)	h (km)	ρ (Ω·m)	H (km)	h (km)	ρ (Ω·m)	H (km)	h (km)
层	1750	0.12	0	300	0.1	0	300	0.1	0	500	0.13	0	150	0.045	0	150	0.1	0
	27	0.08	0.12	10	4	0.1	15	1.5	0.1	8	2.7	1.3	5	0.85	0.045	7	1.5	0.1
	300	0.2	0.2	20000	37	4.1	50	10	1.6	10000	14	2.83	10000	22	0.895	4	3.8	1.6
参	65	0.8	0.4	5	10	41.1	10000	30	11.6	5	17	16.83	12	4	22.9	20000	32	5.4
	1200	25	1.2	1000	∞	51.1	5	10	41.6	1000	∞	33.83	10000	140	26.9	2	∞	37.4
	4.3	7	26.2				1000	∞	51.6				80	∞	166.9			
数	3500	∞	33.2															

其中ρ为各层的电阻率，H为各层的厚度，h为各层顶板的埋藏深度

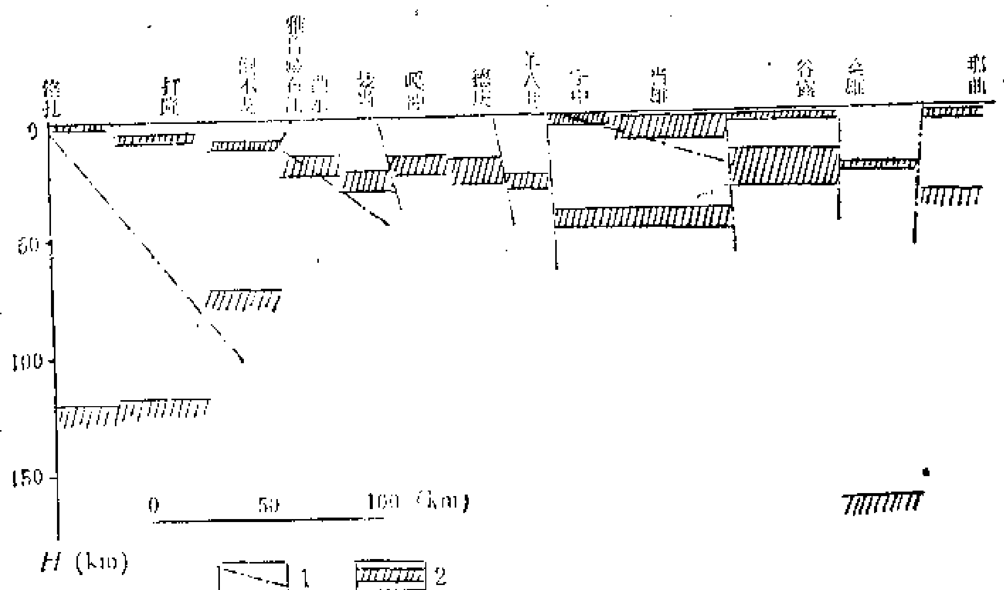


图 3　磁大地电流的推断结果图

1—推测断层，2—低阻层

Fig. 3.　Results of interpretation for MTS

1—deductive fault; 2—low resistivity layer

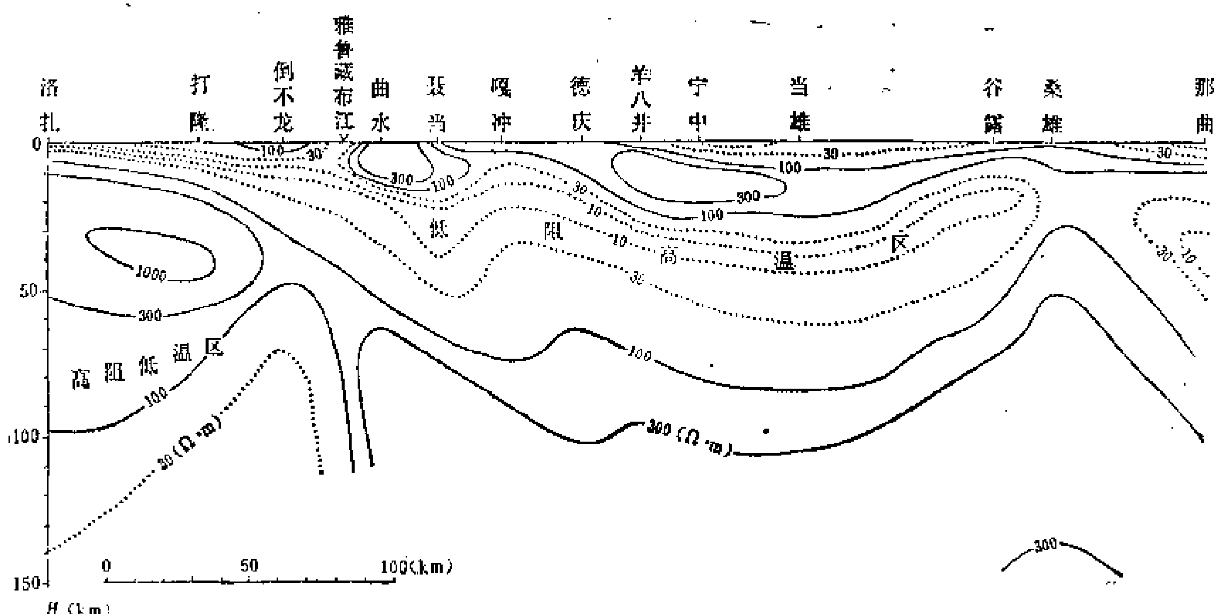


图 4　根据磁大地电流结果得到的等电阻率剖面图

Fig. 4.　Isoresistivity profile

岩石圈从电性上可以分成两个区，即高阻低温异常区与低阻高温异常区。

1．高阻低温异常区

当温度达到岩石的初始熔融温度时，岩石开始部分熔融，它的电阻率下降2—3个数量级[3,4]。根据西藏地区的大地热流值推测15—20km深处的地温已达到花岗岩类物质部分熔融的温度650℃[5]，按此推测40—50km深处的地温已能达到超基性岩类物质的初始熔融温度1200℃。但本区上地幔低阻层却出现在120km以下，而在壳内低阻层（埋藏深度小于15km）与 120km 处的上地幔低阻层之间没有发现低阻层，这说明在壳内低阻层与上地幔

低阻层之间出现了低温异常区。它反映在地壳与上地幔的温度分布图（图5）上，该图是根据磁大地电流结果与地热资料推测的。从这一结果推断该地区有一较冷的块体（印度板块的一部分）向北俯冲到热的低阻块体（西藏陆壳）之下。

根据磁大地电流观测结果，雅鲁藏布江以南岩石圈的厚度约为120km，其下部即为上地幔软流层。上地幔软流层中的熔融物质聚集在软流层顶部的隆起处，由于熔融物质有更低的粘滞性，它就具有更大的流动性，很容易侵入到岩石圈的软弱部分，并在软流层表面形成突起物——熔融地幔岩底辟的上升。底辟上升到较高层位时，其部分熔融程度增加[6]，

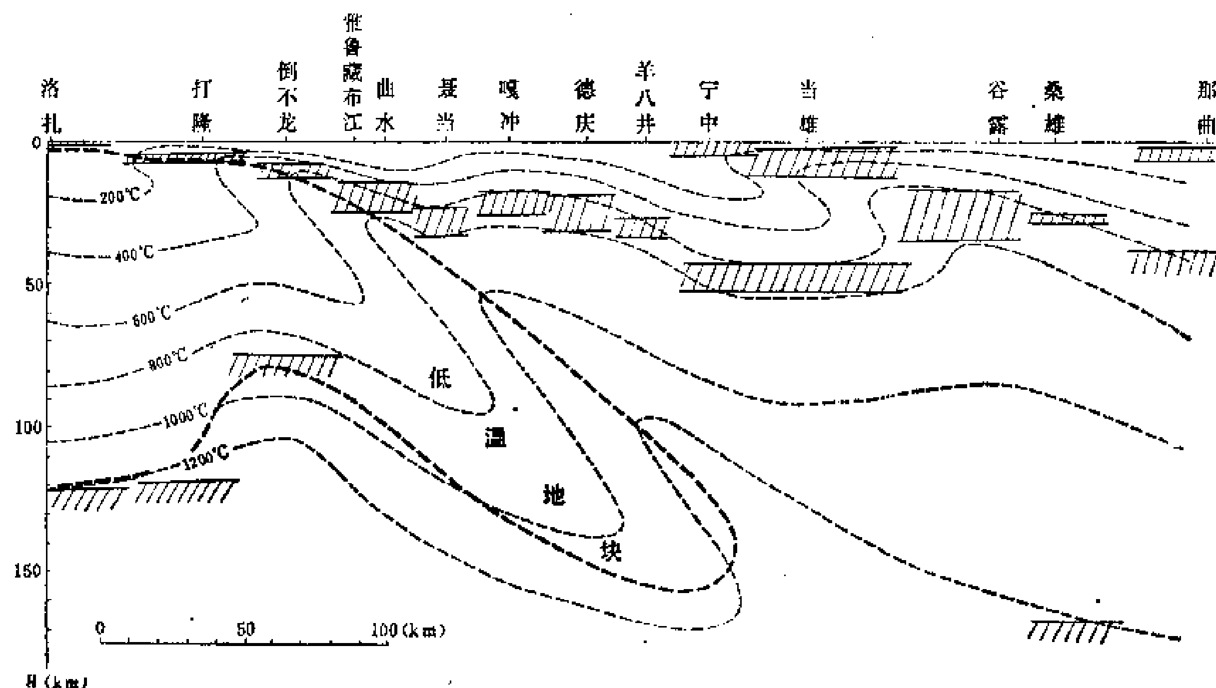


图5 西藏洛扎—那曲一带地壳与上地幔的温度分布图

Fig. 5. Deductive temperature of the lithosphere in the Tibet

1—isotherm; 2—low resistivity layer

因此形成了倒不龙一带深74km处的低阻局部隆起。由于上升底辟的作用，这里的岩石圈变薄，垂向的应力促使地壳内发生张性断裂，岩浆岩沿断裂侵入，为藏南的水热活动提供了补充的热源。根据磁大地电流结果算出倒不龙一带的平均大地热流值为4.11HFU，中法合作在羊卓雍湖测得的大地热流值为3.5±0.4HFU❶，这些都说明该处有局部的高热流异常，它不仅与浅部的壳内低阻层有关，而且与部分熔融状态的地幔岩底辟上升密切相关。

2. 低阻高温异常区

该异常区就整体来说是一个沿雅鲁藏布江以南的缓倾角大逆掩断层及雅鲁藏布江缝合带向南推覆的高温，低强度的块体。

浅部的高阻体是冈底斯、念青唐古拉一带的花岗岩类物质的反映。在它的下部普遍存在着平均厚度达10km，电阻率几个Ω·m的壳内低阻层。这说明该区存在着大量部分熔融

❶ 沈显杰 1984 从藏南高热流形成机理推论西藏高原隆升、壳-幔热结构及其演化的一种可能模式。《喜马拉雅地质科学国际讨论会论文摘要》。

的物质，它是这一高温地热区的热源。在南北方向应力场的作用下，上地壳沿壳内低阻层滑动并产生补充的热，在滑动受阻的地段（例如谷露）引起壳内低阻层的增厚。

在低阻高温异常区内的桑雄还出现了局部的高阻隆起。根据磁大地电流结果，这里的上地幔低阻层在深 170 km 处。此处的高阻隆起可能是一个变冷的“古底辟”，在几十甚至几百百万年之前它曾经是上升到较高层位的底辟。在底辟的作用下地壳变薄，有利于更快地冷却。经过漫长的岁月，底辟的温度已与周围的岩层相同，软流层的低阻特性早已消失。相反，由于它具有异常物质因此形成了高阻异常。

3．构造活动

壳内低阻层应是一个软弱层，地壳内的应力沿这一低阻层释放，它对脆性的上地壳的破裂有吸收作用。根据磁大地电流法推断的上地壳中的断层大部分收敛于壳内低阻层（图6）。

从岩石圈的地电断面图上可以看出在洛扎以及雅鲁藏布江附近可能存在着一直伸到软流层顶部的深断裂。上地幔的部分熔融物质沿断裂上涌，形成壳幔混合的异常物质的积累，造成隆壳的均衡上升。推测这个过程在倒不龙一带至今仍在继续进行着。

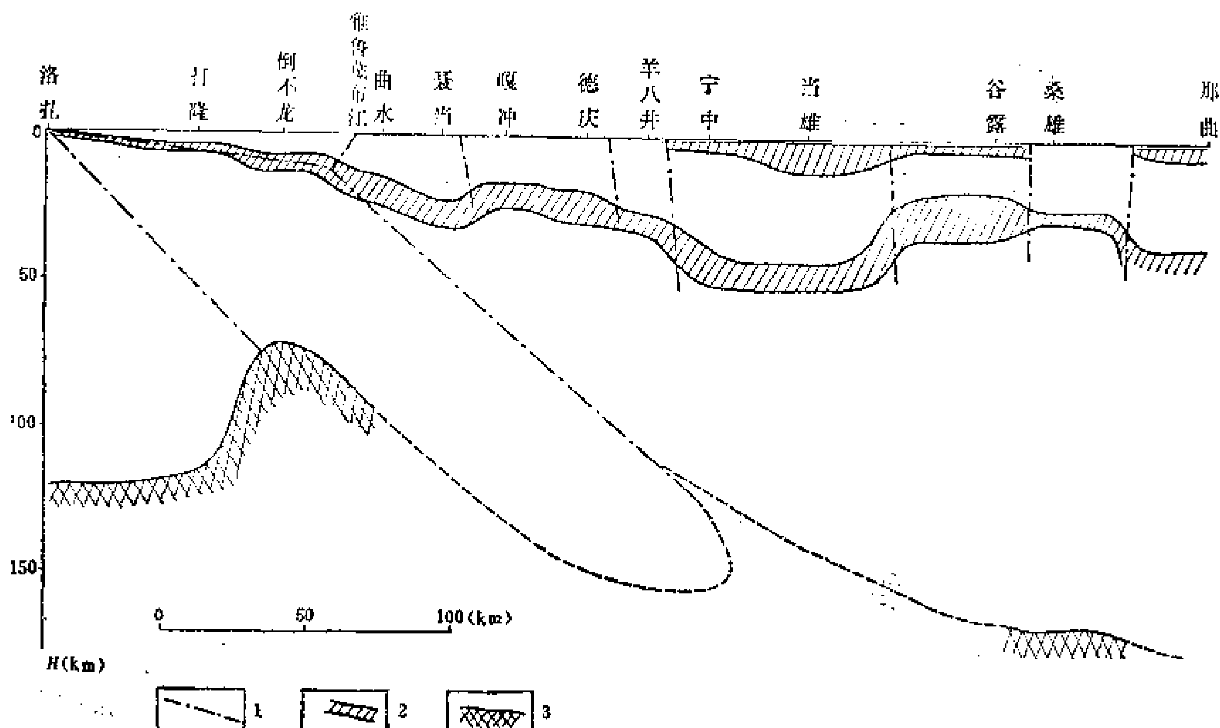


图 6　西藏洛扎—那曲地区岩石圈的地电断面图

1—推测断层；2—低阻层；3—软流圈

Fig. 6. Geoelectric cross-section of the lithosphere Tibet

1—deductive fault; 2—low resistivity layer; 3—asthenosphere

根据磁大地电流法追踪了一个重要断层 F1，我们称它为特提斯喜马拉雅断层。当印度板块向北运动时受到了西藏陆壳的阻止，在两者之间形成了强烈的挤压带。当这种作用力超过了地层所能承受的限度时，产生了特提斯喜马拉雅逆掩断层。它一直断裂到洛扎附近的地表。这一断层形成的时代早于主中央断层，印度板块最初就是沿这一断层以及雅鲁藏布江缝合带向北俯冲的，并在这一逆掩断层的滑动面上产生了大量的摩擦热，当俯冲的

速度达6cm/a，剪切应力为10^8Pa时，摩擦产生的热就能形成一个足以使花岗岩类物质部分熔融的高温带[7]。即使后来南部板块向北俯冲的速度减慢，当摩擦产生的热不小于由热传导所失去的热时，断层滑动面附近的花岗岩类物质仍能维持其部分熔融状态、在其上部还可能产生次一级的断裂。逆掩断层滑动面附近的高温带为上覆的含水岩层提供了热源，在该逆掩断层的上部形成了一系列的热泉。

结　　论

1．雅鲁藏布江以北的地壳内普遍存在着厚约10km，电阻率几个Ω·m的低阻层，我们认为它是由部分熔融的花岗岩类物质所引起，该低阻层是西藏地热的主要热源。

2．在测区南部存在着一个早于主中央断层的缓倾角的大逆掩断层。温度较低的印度板块的一部分沿这一断层以及雅鲁藏布江缝合带向北俯冲，这一运动产生大量的热，使断层滑动面附近的花岗岩类物质部分熔融，引起低阻异常，并供热给上地壳。

3．在倒不龙一带可能存在着熔融地幔岩的底辟上升，垂向的应力使岩石圈变薄，并促使地壳产生张性断裂，为藏南的水热活动提供了补充的热源。

4．根据磁大地电流观测结果得出本区岩石圈的厚度为120—170km，南部略薄于北

部。

5．得出了本区的地电模型（图7）。沉积层厚度1—10km，其下为10—20km厚的花岗岩层，再往下有10km的部分熔融的花岗岩类物质，在它的下部有80—90km厚的变质岩与壳幔混合物，再往下就是上地幔软流层。从这一模型来看，西藏地区岩石圈的厚度接近大陆地区的正常值。

参 考 文 献

〔1〕 R. K. Dube. 1982 根据S波研究印度次大陆及其周围地区的上地幔结构。《青藏高原及其邻区地球物理地质译文集》 科学技术文献出版社。

〔2〕 S. Goldberg, Y. Rotstein. 1982, A simple from of presentation of magnetotelluic data using the Bostick transform. 《Geophysical Prospecting》. 30.

〔3〕 З. И. Пархоменк. 1965, 《Злектрические свойства горных пород》. АН СССР.

〔4〕 Т. Л. Челидзе и др.. 1979, 《Злектрческпе п магнитные свойства горных пород прп повышенных температурах и давлениях》. издат. МЕЦНИЕРЕБА.

〔5〕 廖志杰、章铭陶、张知非。1982 西藏高原的热状态与高原南部的隆升幅度。《青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题》 科学出版社。

〔6〕 A. E. Ringwood. 1975. 《Composition and petrology of the earth's mantle》 McGaw-Hill, Inc. U. S. A.

〔7〕 P. Bird, et al. 1975. Thermal and mechanical models of continent-continent conuergence zones. J. Geophysical Research. Vol. 80, No. 32.

MAGNETOTELLURIC INVESTIGATIONS IN LHOZHAG-SANGXUNG AREA, XIZANG (TIBET)

Yua Xuecheng[1], Li Li[1], Jin Guoyuan[1],
Feng Yipu[1], Zhu Jianhua[1], Lu Gang[1],
Pham Van Ngoc[2], D, Boyer[2] P., Therme[2] J. L. Miel[2]

Abstract

Subseuent to the magnetotelluric souneings by the Chinese and French geophysicists in Lhozhag-Yangbajain area during 1980—1981, the Chinese side continued in making MT measurements in 1982 further nnrth in the area of Ningzhong, Damxung, Golug and Sangxung.

On the basis of the 1980—1981 sounding result gained in Lhozhang-Yangbajain a low-resistivity layer was indicated at the depth of 20—30km north of the profile, and at a smaller depth as moving southward. Another low-

① Institute of Geophsical Prospecting BEIJING, CHINA

② Laboratoire de Géophysique Appiquée et Structurald
LA 235 Ecole Nationale Superieure de Geologie B. P. 40—54501
VANDOEUVRE CEDEX

resistivity layar which much deeper was indicated in the southern part of the area. The low-resistivity layer south of the Yarlungzangbo River is assumed to indicatee a subduction zone of the Indian Plate. This layer had formed well before the occurrence of the main central thrust, but with no less significance. The Low-resistivity layer might be caused by partial melting of granlte within the crust and concentration of hot water.

Preliminary interpretation of the 1982 results are also briefly introduced.

切割西藏雅鲁藏布江缝合带的一条磁大地电流测深剖面提供的地壳电性情况

范文科[①]　D.布瓦叶[①]　P.台尔摩[①]
袁学诚[②]　金国元[②]　冯益普[③]　朱建华[②]
庞　刚[②]　李文斌[②]

1980年和1981年在西藏进行的两期考察期间，中法合作小组共完成了8个磁大地电流测深点。图1示明了按完成顺序编出的8个测深点的位置（T_1—T_8）。8个测点大致沿长200km的一条南北向测线布置，南起洛扎，向北经拉萨直至羊八井，垂直穿切了雅鲁藏布江缝合带。

位于雅鲁藏布江以南的T_2、T_3和T_4三个测点布置在三叠纪至白垩纪的沉积岩系之上。雅鲁藏布江正北方向上的T_5和T_6两个测点布置在外喜马拉雅花岗岩带（冈底斯带）内。再往北，T_1、T_8和T_7三个测点布置在古生代至白垩纪的沉积岩系（其内有许多深成花岗岩体）之上。

磁大地电流测深法是研究视电阻率ρ_a随天然电磁场周期t（或$\sqrt{t}$）而有的变化。使用的仪器是由微处理机控制的八道数字大地电流系统。

对于长周期，磁信号是使用高灵敏度（10^{-4}nT）的超导磁力仪（SQUID）来接收的。获取系统附加一台可直接进行野外数据处理的小型电子计算机。

在每个测站记录几种频段的信号，这样可以连续覆盖6次方，频率自最高的10^3Hz到最低的10^{-3}Hz。我们可因此获得自地表到上地幔的岩石电性信息。

此外，是在两个相互垂直的方向上进行同时记录的。这样做目的是为查明与构造各向异性或构造繁杂性有关的岩石的电性各向异性。

当造成各向异性的岩石显示微观物理性质时，构造各向异性便是显微各向异性类型。劈理（譬如片岩、片麻岩、变质岩等）便是如此。

当存在于宏观上显示各种物理性质的互层（譬如复理石、碎裂岩石，等）时，则构造各向异性属宏观各向异性类型。

由大型构造断裂造成的构造繁杂性表现为，岩石的物理性质在水平面上很是杂乱。最常见到的地质构造为二维构造或"圆柱状构造"（譬如断层、地垒、地堑等）。

在所有情况下，通过对在两个方向上记录的磁大地电流信号进行"张量处理"均可以查明电性各向异性情况。通过这种处理，在各向异性情况下，可以给出与劈理或断裂方向

① 法国　南锡地质学院　应用地球物理和构造地球物理实验室
② 中国　地质矿产部　物化探研究所
③ 地质矿产部　第二综合物探队

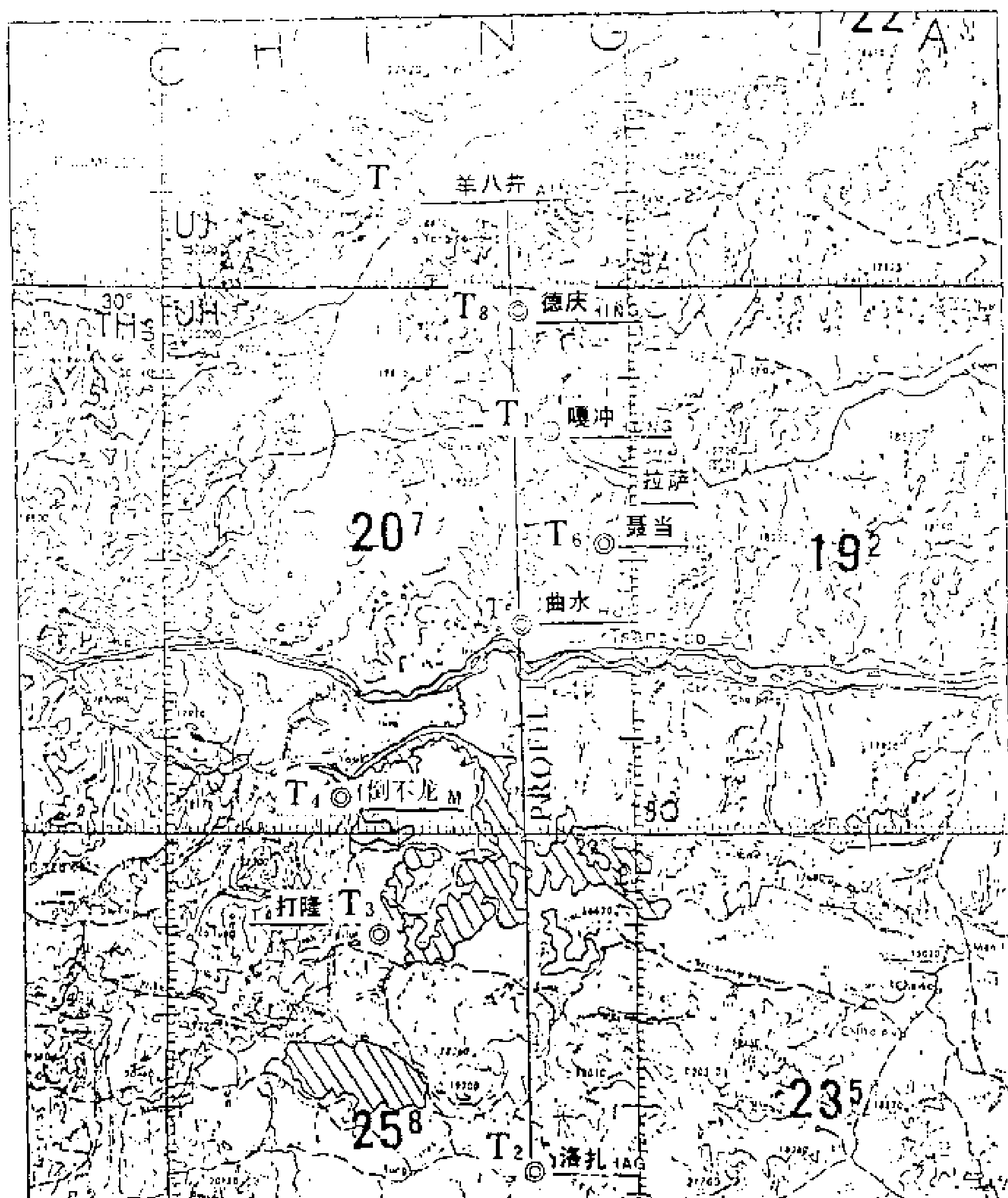


图 1　八个磁大地电流测深点站的地理位置和各测站投影剖面位置图

Fig. 1　Situation geographidue des 8 stations de sondage M. T. et emplacement dù Profil I ou sont projetees les stations

相一致的纵向主构造方向。在岩性繁杂情况下，可以给出与圆柱构造方向相一致的纵向主构造方向。在这种方向上，磁大地电流视电阻率一般较弱，称为纵向视电阻率。在垂直方向上，磁大地电流视电阻率称为横向视电阻率。

譬如，图2和图3指明了接近EW和NS方向的两个主方向（误差为±10°）上分别与T_4和T_5相一致的视电阻率曲线ρ_{aEW}和ρ_{aNS}。

对于处在雅鲁藏布江以南的T_4测站（图2），在短周期（<1s）上，视电阻率曲线实际是各向同性的。在长周期的方向上，可以观测到沿纵向（与EW一致）分布的很强的各向异性和极弱的视电阻率。

处于雅鲁藏布江正北方向上的冈底斯花岗岩带内的T_5测站（图3），甚至在短周期上，

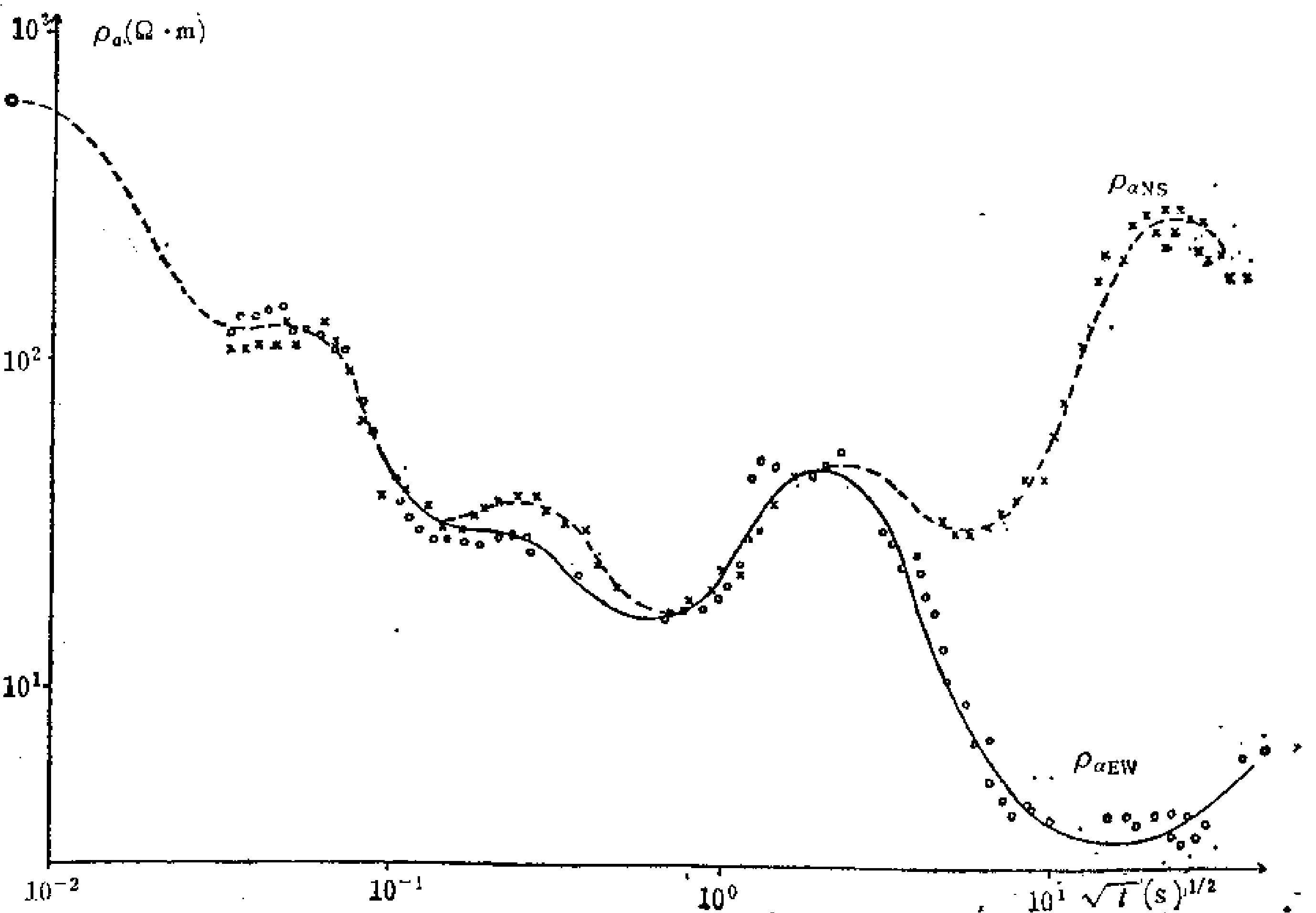


图 2 测站T_4：两个主方向EW和NS上的磁大地电流测深曲线

Fig. 2 Station T_4: courbes de sondage T. M. suivant les deux directions principalfs (EW et NS)

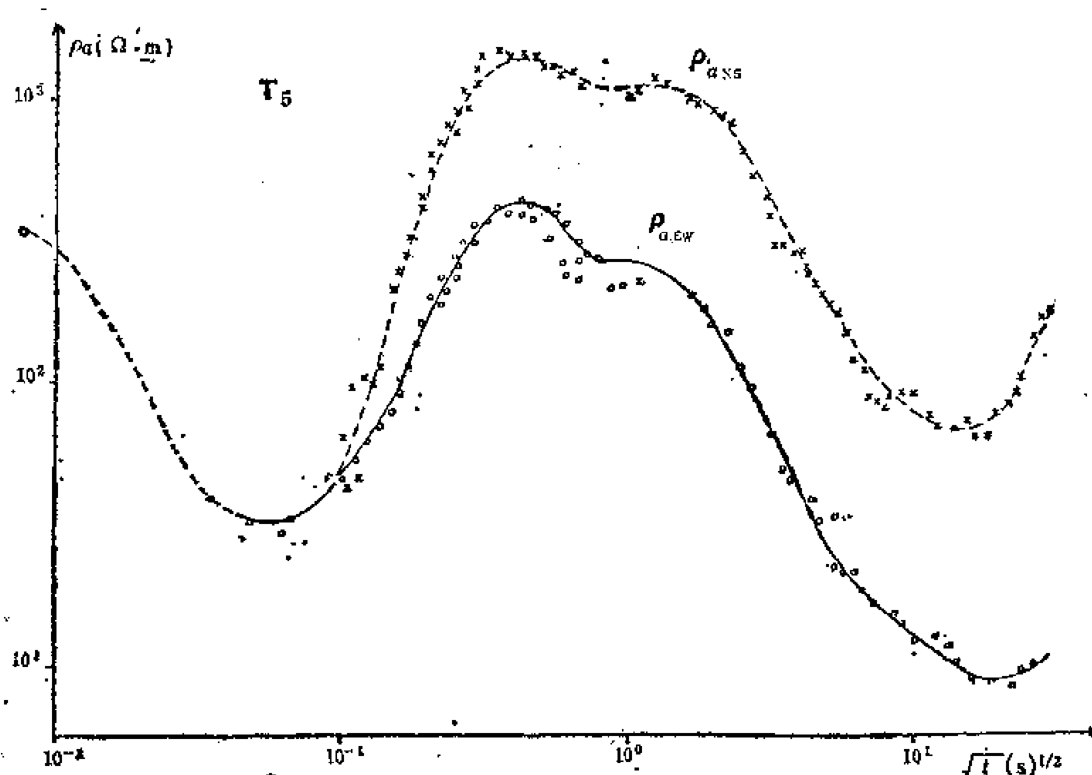


图 3 测站T_5：两个主方向EW和NS上的磁大地电流测深曲线

Fig. 3 Station T_5: courbes de sondage M. T. suivant les deux directions principales (EW et NS)

视电阻率亦是呈各向异性的。这种电性各向异性清楚表明了于碰撞后受到南北向强烈挤压的类花岗岩带所具有的“宏观各向异性”性质。

以两个假剖面（分别与两个主视电阻率ρ_{aEW}和ρ_{aNS}相一致）的形式介绍了磁大地电流测深剖面的全部结果（图4和图5）。假剖面表明了视电阻率沿剖面随周期愈来愈大（即向下穿透的深度愈来愈大）而存在的分布情况。研究这些剖面可使我们发现，自南而北存在着如下的现象：

1．T_2和T_3两个测站之间具有电性不连续性。这种电性不连续性可能是由康马逆掩断层所引起。康马逆掩断层是最近由中法合作队查明的。

2．雅鲁藏布江缝合带两侧地区有着迥异的电阻率。

3．还有另外两条电性不连续面，一条在拉萨地区，位于T_6和T_1两个测站之间；另一条位于羊八井一带（T_7测站）。最新试验地震成果证实了这后面两条不连续面的存在。

假剖面可以使我们获得对地壳构造的定性认识。鉴于探测地区的构造既呈现各向异性又显示出繁杂性，故可以说，这里的地壳构造是极为复杂的。然而，仍然清楚地查明了一些大型构造断裂及其方向。雅鲁藏布江缝合带两侧碰撞带边缘岩层的显著的宏观各向异性亦得到明瞭。

由于构造复杂，对结果进行定量解释（需要进行二维的全面模拟）变得十分困难。

然而，通过一维模式先对结果进行反演是可以大致了解地壳构造情况的。使用的方法叫“广义反演”法。利用实验结果，它可以给出每个磁大地电流测点上的地下电阻率连续分布的情况。根据反演结果，可以绘制出沿测线方向的“地电剖面”。

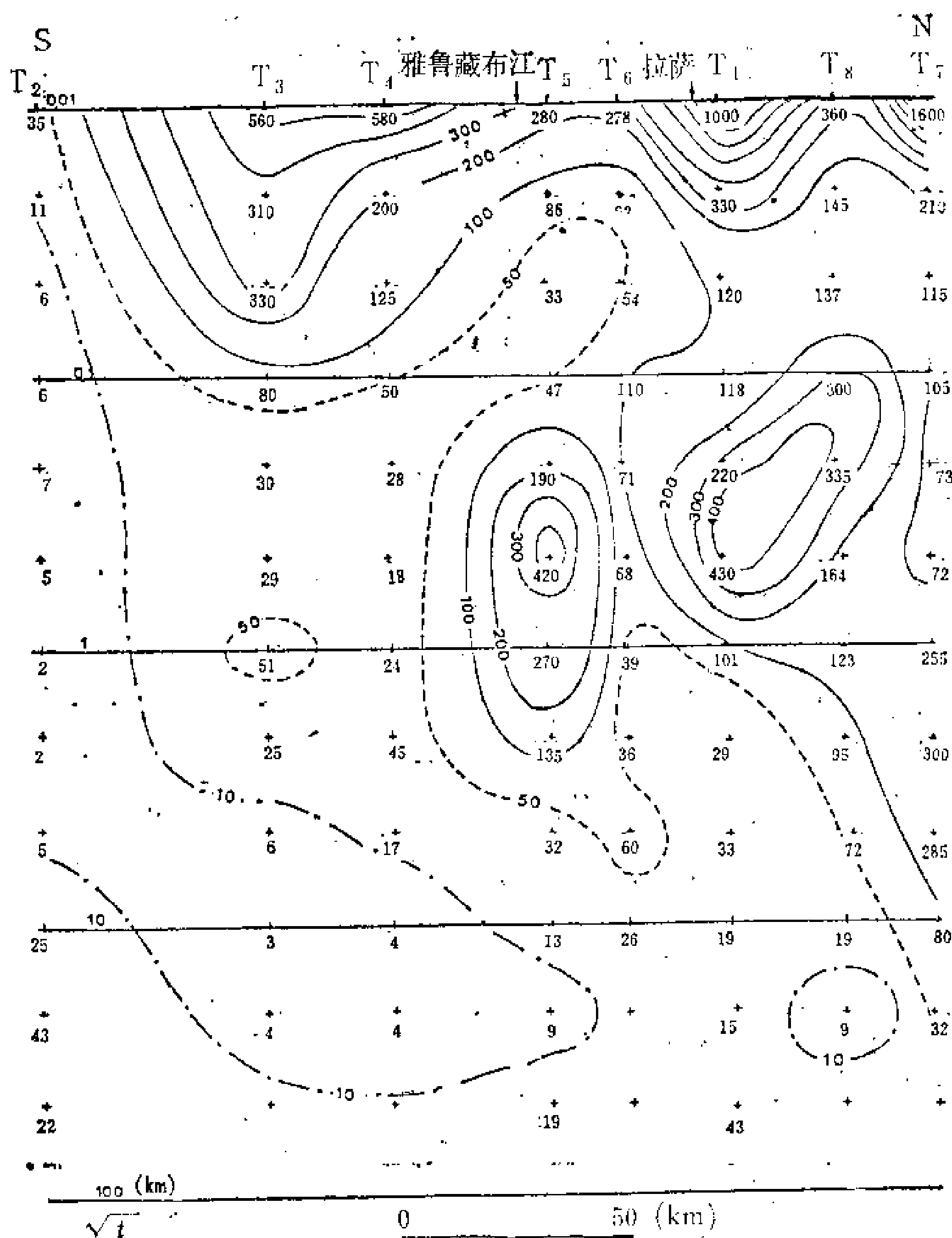


图 4 假剖面（ρ_{aEW}）

Fig. 4 Pseudo section ρ_{aEW}

图6和图7给出了表现视电阻率ρ_{aEW}和ρ_{aNS}按深度分布的地电剖面。这些剖面证实了在假剖面上观测到的结果（即地壳的电性既呈向各异性又显示繁杂性）。沿测线，在康马逆掩断层、雅鲁藏布江缝合带以及拉萨和羊八井处均可观测到这种不连续性。

地电剖面还反映出其它有意义的成果，特别是查明在地壳内存在着导电层。在雅鲁藏布江以南，T_3和T_4两个测站以下3—10km的深度范围内有一个显示各向异性的导电层（$\rho_{aEW}\approx 2\Omega\cdot m$，$\rho_{aNS}\approx 20\Omega\cdot m$）。该层可能相当于康马逆掩断层向北的延伸部分。此外，可以用存在于地壳较浅部位的热异常带（1982年在西藏最后一次考察中进行的大地热流测

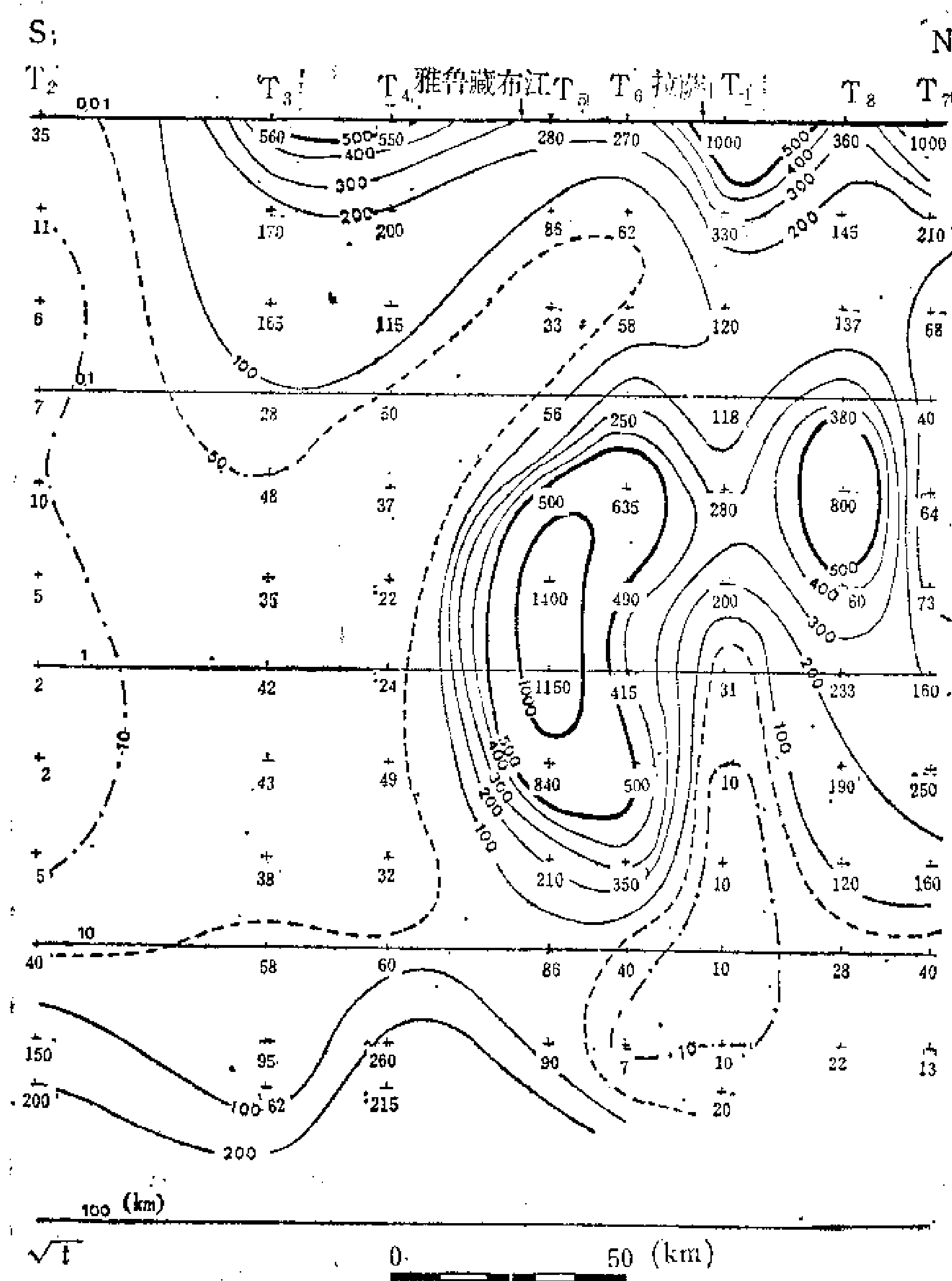
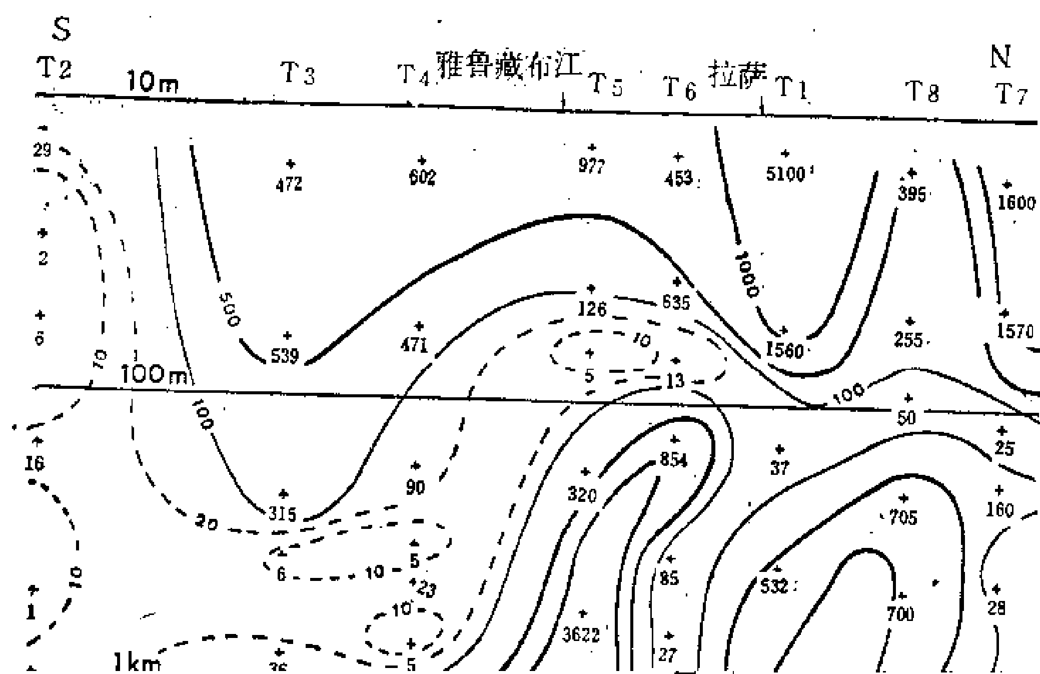


图 5　假剖面 (ρ_{aNS})

Fig. 5　Pseudo section ρ_{aNS}

地电剖面清楚显示出，在雅鲁藏布江以北15—25km深度范围存在着一个导电性很强的地层（电阻率才几个Ω·m）。对该导电层的成因难于作出解释。这或者是因为地壳内存在着一个熔融带，或者是大陆碰撞后有一洋壳残片插入到了拉萨地块以下所致。总之无论如何，该低电阻层的存在只能用地壳内存在高温体来说明。

最后，ρ_{aNS}地电剖面（图7）表明，在南部以下150km（磁大地电流测深的极限穿透深度）处有着最后一个电阻率低于50Ω·m的导电层。该层可能相当于西藏下面岩石圈的基部。



S
N
T2
T3
T4
T5
T6
T1
T8
T7
雅鲁藏布江
拉萨
10m
100m
1km

图 7　地电剖面（ρ_{aNS}）

Fig. 7　Geoelectriques section ρ_{aNS}

为了更好地确定定量解释结果，通过二维结构和使用广义的有限差分方法（类似有限元法）进行了初步的数字拟合。对图8上介绍的模式图形作了某些简化（因为，即使是使用电子计算机，计算时间也很长）。然而，这种被简化的模式图形仍能使我们对最基本的实验结果取得认识，并对图6和图7的地电剖面上观察到的一般构造特征作出证实。

增强二维模式的复杂程度是可以使定量解释得以完善的。为此，需要拥有地球物理和

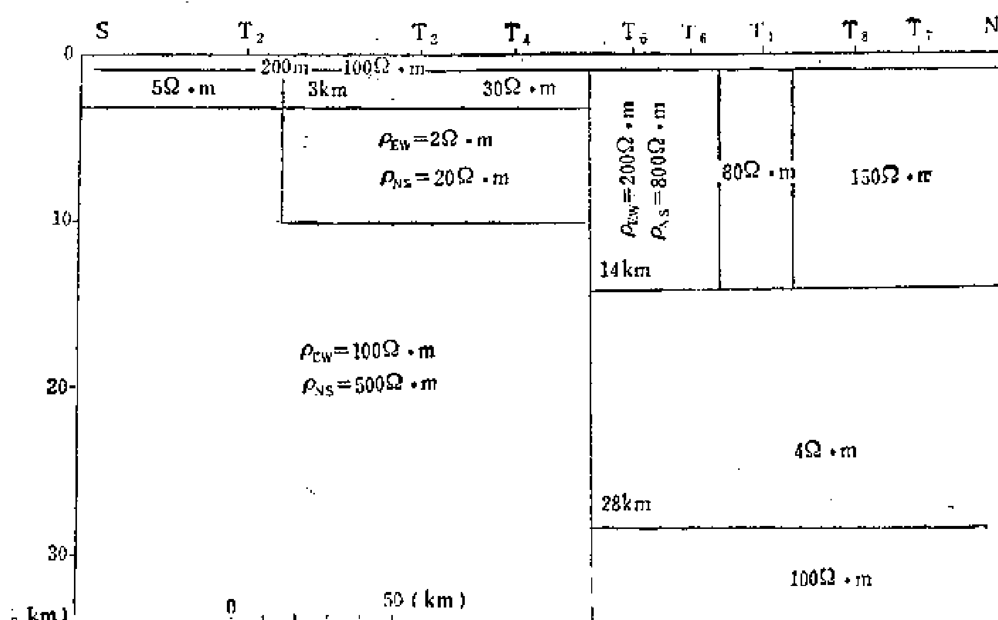


图 8 二维构造模式

Fig. 8 Modèle de structure à deux dimensions

地质方面的其它数据（特别是有关地震大剖面测量和更详细的构造研究方面的数据）。还应建立地壳构造的地球动力学模式，以便得以对特别与深部温度分布有关的电性分布作出解释。

（孙 坦 译）

RELATIONSHIP BETWEEN THE EXISTENCE OF INTRACRUSTAL PARTIAL MELTING ZONE AND DEEP CRUSTAL STRUCTURE IN SOUTHERN TIBET FROM MAGNETOTELLURIC SOUNDING RESULTS

PHAM VAN NGOC①, Daniele BOYER①, Pierre THERME①

Yuan Xuecheng②, Li Li② et Jin Guoyuan②

Abstract

A 200km long North-South magnetotelluric profile crossing the Yarlung

① Laboratoire de Géophysique Appliquée et Structurale, LA 235 Ecole Nationale Supérieure de Géologie, B. P. 40—54501 VANDOEUVRE CEDEX

② Geophysical Prospecting Institute, Ministry of Geology, BEIJING, CHINA

Zangbo suture near Lhasa has been carried out in Tibet in 1980 and 1981.

This profile reveals important electrical discontinuities coresponding to major tectonic accidents which have been pointed out by others geological and geophysical studies. These accidents are from South to North:

-Kangmar thrust

-Yarlung Zangbo suture

-Lhasa and Yangbajain potential thrusts

Furthermore, the M. T. sounding quantitative interpretation enhances highly conductive zones inside the crust on both sides of the Yarlung Zangbo suture. The very low resistivties of these zones, lower than 5Ωm, could be expreined by intracrustal partial melting zones. The shape of conductive zones suggests they could be related, in the investigated area, to intracontinental thrusts leading to crustal doubling and making easier the penetration of mantle heat inside the crust.

The M. T. results agree with the others geophysical results, particulary with geothermal flows data in the South and with experimental seismic results in the North.

藏南的高热流

J.弗朗士多① C.若贝特①
沈显杰② 康文华③ 李德禄③ 白嘉启③
魏红兵③ 邓肖粤④

一、引　　言

西藏是一个幅原辽阔（250万km^2）、海拔极高（高出海平面5000m）的高原，拥有喜马拉雅山和昆仑山之间印度-亚洲板块碰撞带以北可供进行地球动力学研究的得天独厚的有利场所。如此规模的上升运动，其起因仍未探明。但是可以肯定，它与由不同地震研究所测定的超厚地壳（70km）有关[1]。无论什么样的高原隆起模式都必须把深部热状态作为一个限制条件。到目前为止，在建立西藏构造模式时[2]，或者根据对喜马拉雅岩石的裂变径迹分析恢复高原隆起的速度时[3]，仅仅对代表性的地温作了理论性推测。西藏高原有大量的沸泉、热泉，以及间竭泉分布，以强烈的地热活动为特征[4]。由于岩石流变在很大程度上取决于温度，所以研究西藏地区的热构造是了解大陆碰撞带作用过程最重要的参数之一。有些学者已对此提出了预测。汪吉旸等[2]依据地质区域热流与年龄之间不太吻合的状况，设想热流值为84mW/m^2[5]。富含放射性元素的厚地壳的存在，同样导致高热流。由于缺乏传导热流测量，使这个问题尚未得到解决。中法合作研究西藏和北喜马拉雅的计划始于1980年。在野外工作计划的最后阶段，决定采用海洋技术对分布于西藏地区的大量湖泊进行热流测量。在此报道的测量工作是在西藏首次进行的传导热流测量。

二、测　　量

使用海洋探针技术进行了湖泊热流测量[6]，其优点是比钻孔、隧道和矿山既省钱，又省力。不过湖测也有许多困难。例如，湖泊洼地新近遭受的快速侵蚀会人为地增高地温梯度[7]。在阿尔卑斯山进行湖测时就遇到过这样的困难。那里的深湖热流数据比隧道或钻孔的数据都高，呈系统变化[7,8]。至于在小而浅的湖中进行测量，则没有什么问题。这类湖泊所显示的结果可以同深钻孔的值相比较。所以理想的湖泊不能太深，以便上面提到的侵蚀影响会小一些；同时也不要太浅，以达到湖中热力条件比较稳定的目的。我们在西藏的主要问题是找到这样的湖泊以及适合进行测量的船只。

---

① 法国巴黎地球物理研究所
② 中国科学院地质研究所
③ 中国地质科学院地质力学研究所
④ 中国科学院地球物理研究所

我们使用的船只是中国人民解放军工兵部队提供的浮舟。这只船可在几小时之内安装好，拆卸开，长10×12m，高出水面1m，由三个外装马达带动。船中间竖立着起重吊杆，还有一个汽油发动的绞盘机把仪器安装到标准钢丝绳上。

我们使用了七个安装在外伸支架上的等间距的热敏电阻（60cm）。外伸支架连接在标准库伦堡活塞管的长4.5m的圆桶上，或接于一支采石场钻进使用的细的（直径48mm）、长6m的金属杆。取样管圆桶和金属杆均固定在重50kg的库伦堡取样管的头上。起动器的重量可以使圆桶或金属杆在没有穿透沉积物之前，在离湖底最后2m的范围内自由降落。

七处沉积物和一处水温的温度记录仪安装于一只固定在取样管头上的铲斗里。我们使用是的AANDERAA记录仪，这是法国布列塔尼海洋研究中心进行海洋热流工作使用的仪器[10]。温度由磁带记录下来，然后我们在浪卡子野外基地回放整理出来（图1）。

水的深度由50KHz的Furuno FE-400C回声测深仪监测，测量深度达480m。由于缺少3.5KHz的地震系统，沉积物深度是根据中国的一个地质队以往在羊卓雍湖的钻孔数据推测的。船只定位采用湖岸主要测点三点交汇法和1:10万地形图。

采用标准针状探针法对岩心进行了热导测量[12]。

适于进行热流工作的两个湖位于雅鲁藏布江缝合带以南。羊卓雍湖，位于一座突起山

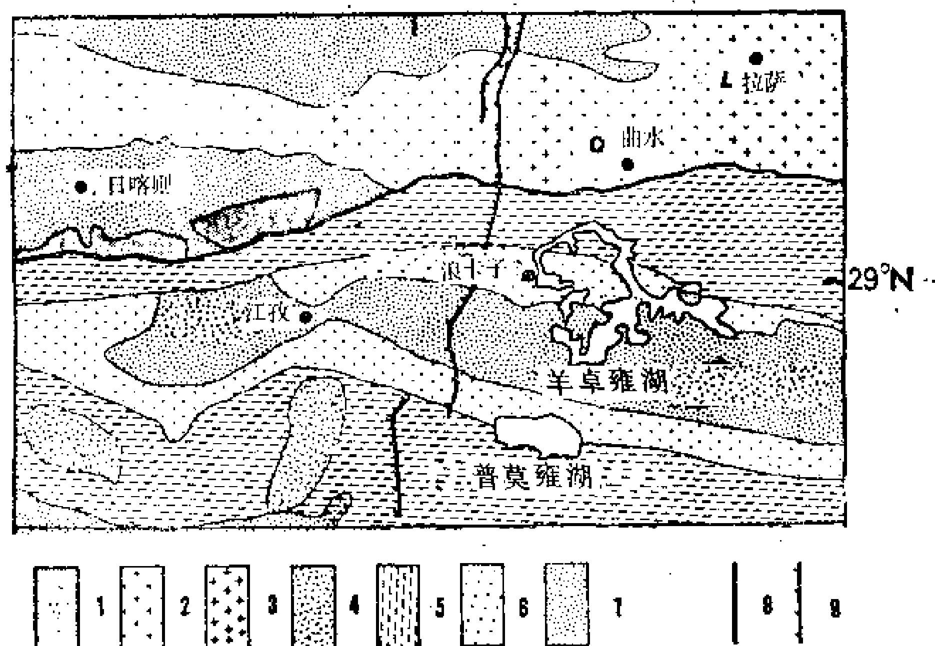


图 1 拉萨地区地质图

1.蛇绿岩带；2.冈底斯带；3.花岗岩；4.基底构造窗；5.三叠系；6.侏罗系；7.白垩系；8.雅鲁藏布江缝合带；9.亚东-谷露断裂带

Fig. 1 Schematic geological map of Tibet in the vicinity of Lhasa showing the location of the two lakes where heat flow measurements have been made(modified from ref. 12)

1—ophiolite belt; 2—Trans-Himalayan plutonic belt; 3—granites; 4—basement windows; 5—Triassic; 6—Jurassic; 7—Cretaceous; 8—Yarlong Zangbo suture zone; 9—Yadong Gulu rift zone

脉以南，湖面海拔4400m。其平面形状弯弯曲曲，显然是代表一条堵塞河谷。这条河谷过去曾流入雅鲁藏布江，也可能切割亚东与噶拉之间的，大致南北走向的活动张性构造带[13]（图1）。根据湖泊最深处一个岩心的初步描述，湖底沉积物主要由浅灰色富含碳酸盐（包

括许多含草层）的淤泥组成。

普莫雍湖，位于喜马拉雅山主脊北侧，湖面海拔5000m。该湖由一些冰川补给。有一岩心（岩心K4）显示其沉积物是粉砂质，含极少的碳酸盐和硅藻[14]。目前正在利用岩心资料从事矿物学、^{14}C年龄测定、孢粉学、有机质含量以及^{210}Pb的研究。

温度测量是这样操作的，首先离开湖岸选择一测点，然后将探头放在距湖底10—5m，

存在的导热率变化，在12个测站做了船外采样。由于不断从湖底采样，12小时内一共做了124个导热率测量，这包括24个重复测定。

结果表明，水平和垂直方向的热导率都相当均匀（图2）。虽然船外样品显示导热率略低的趋向，这可能是略微不同的含水量所致，但是岩心与船外样品之间基本上一致。除了岩心的最深部分（40m）可能由于穿透作用结束时的压实作用而引起了K值增高外，热导率一般不随深度发生系统变化（图2）。我们的数据组删掉了个别高K值。羊卓雍湖和普莫雍湖的热导率平均值，分别是2.00±0.16(8%)和2.09±0.20(9%)，单位为4.1868×10^{-3}J/cm·s·℃。

根据Von Herzen和Maxwell报道的扩散率与导热率的关系[12]，这些沉积物的热扩散率大约为$2.5\times10^{-3}cm^2/s$。我们的研究始终采用这个值。

2. 温度分布曲线

表1 热 流 数 据 表

Table 1 Heat flow data

测站序号	纬 度	经 度	水深(m)	穿透深度(m)	$G_1$①(℃/km)	$T_1$②(℃)	$G_2$②(℃/km)	稳态校正 地形，(%)	折射，(%)	热边，(%)	热 流(mW/m²)
6	29°10′15″	90°37′00″	40	3.9	—	5.07	185	−13.3	+2.6	−7.2	127
10	29°08′00″	90°41′30″	40	3.9	—	5.08	218	−7.1	+0.8	−3.0	166
14	28°58′45″	90°45′00″	44	6.7	192	5.11	176	−4.3	+0.6	−3.2	138
15	28°51′30″	90°37′30″	33	6.3	294	5.10	299	−1.6	+0.3	−1.3	242
16	28°50′45″	90°36′45″	31	7.0	206	5.17	188	−2.0	+0.4	−1.4	152
羊卓雍湖的平均热流＝146±17mW/m²（包括15号测站）											
17	28°34′00″	90°26′45″	53	7.0	99	4.78	101	—	—	—	88
18	28°33′30″	90°24′45″	57	7.2	101	4.74	103	−1.8	+1.8	−0.3	90
19	28°33′45″	90°28′30″	60	6.9	116	4.88	101	−0.3	+1.0	−0.2	88
20	28°34′00″	90°28′45″	65	7.2	118	4.80	114	−0.2	+1.1	−0.2	100
21	28°34′45″	90°28′15″	60	7.2	131	4.85	107	−0.3	+0.8	−0.4	88
普莫雍湖的平均热流＝91±5mW/m²											

①：G_1是未经校正的地温梯度，可以从最深测点估计到。
G_2是经过季节湖底温度升降校正的地温梯度。
② T_1是经外推校正温度后平均湖底温度。

成功地建立了17个温度测站，穿透深度从2.7—7.2m（表1）。为了得到平衡态温度，大多数测站的持继时间都比较长（20min以上）。所有的测量结果见图3。请注意各湖数据的一致性以及这两个湖之间的明显不同。除了4号、5号测站由于持继时间太短而没有平衡条件以及11号和17号测站的穿透深度有误之外，其它数据均可靠。4—5m以上的地方，其温度显然受季节气候变化的影响。

现在我们讨论一下这些原始数据必须经过的各种校正。

3. 温度梯度校正

（1）湖底水温的升降

温度梯度校正需要有关沉积物与水之间界面温度变化的资料。在西藏高原的边远高地

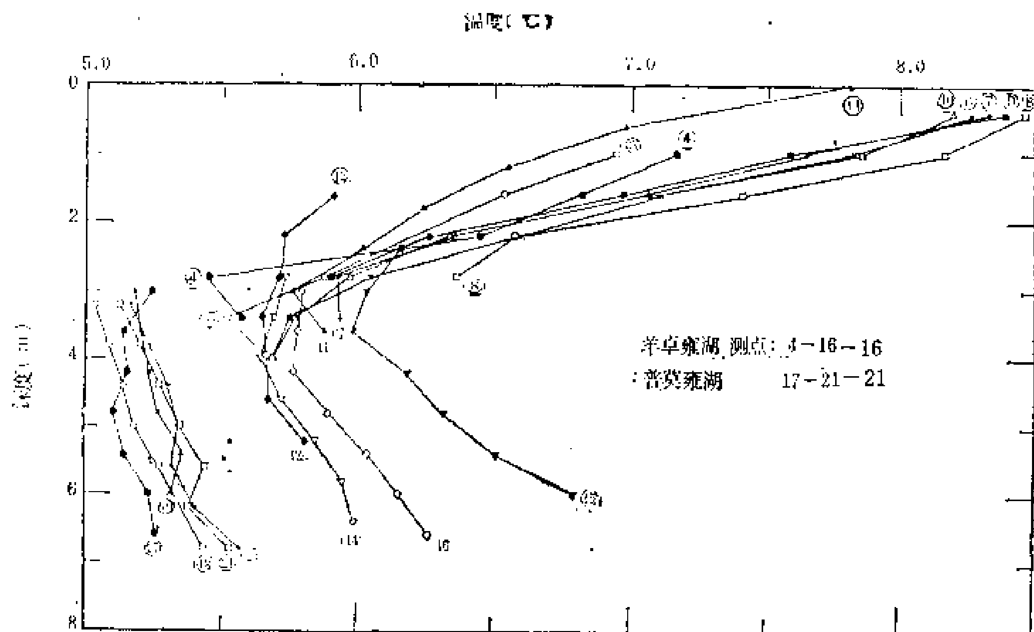
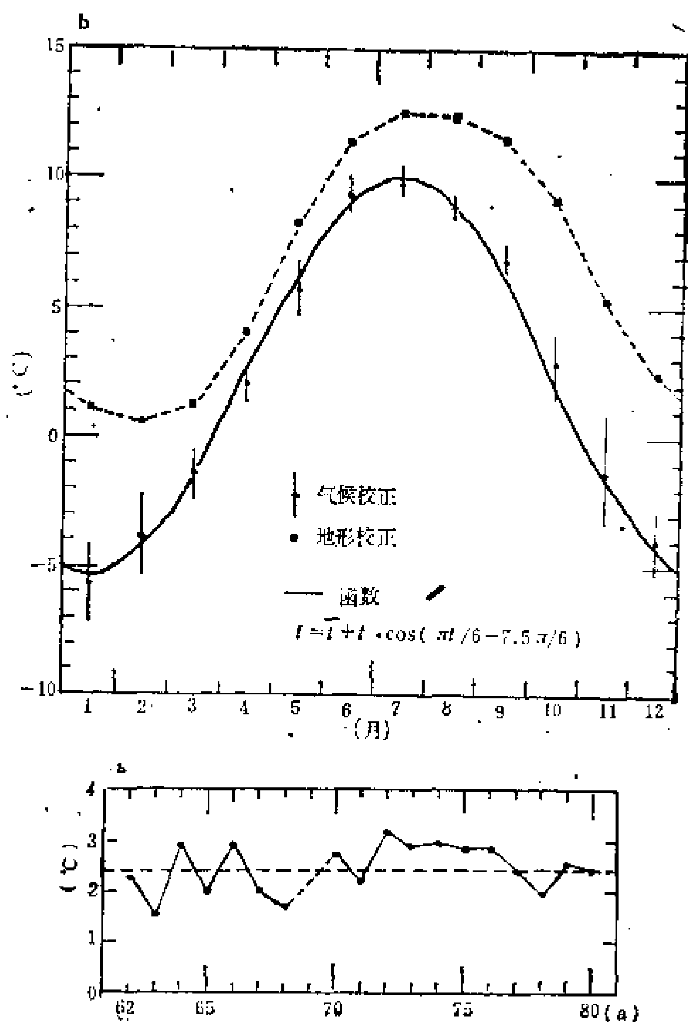


图 3 全部热流测温的温度与深度关系曲线图

Fig. 3 Temperature versus depth plots for all the heat flow stations of this study

图 4 a.浪卡子气象站年平均温度的演化。b.一年时间内气温和地温（80cm深）的演化。气温数据由20年的月平均值组成（压力单位代表±一个标准偏差)。还有与这些数据拟合的简单余弦函数

Fig. 4 a) Evolution of the yearly mean temperature at the Lang Ka Zhe meteorological station. b) Evolution of the air and ground temperature (at 80cm depth) over a period of 1 yr. The air temperature data is made of average monthly values over 20 yr (bars represent 1 s. d.). Also shown is the simlpetscosine function which fits these data



根本就没有这样的资料可供利用。但是可以利用从浪卡子气象站在湖泊附近二十年间的天气记录资料。图4是二十年间平均温度演化的情况，以及月平均气温和地温的演化。可以用一个简单的余弦函数在一年的时间内将这些资料拟合起来。这两个湖泊在冬季不冰冻。由于天气条件引起的变化相当有规律，湖水温度只在一年内发生周期性变化。

短期内的温度升降可能是湖中瞬间水移动现象造成的，但幅度小，穿透深度也浅。当T_0为幅度，ω为脉动时，Z深度的温度升降幅度是[15]：

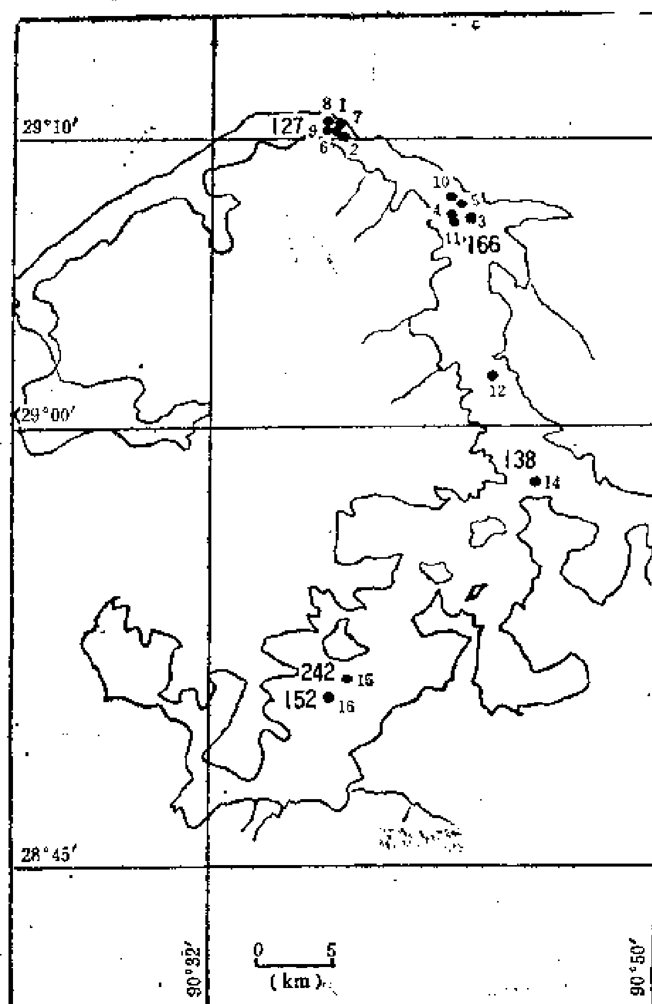
$$T_0 . \exp\{-(\omega/2 \cdot K)^{1/2} \cdot Z\} \qquad (1)$$

考虑到已经观察到的高地热梯度，其温度波动幅度必定小于0.02℃，可忽略不计。在一年的周期内，我们发现对T_0比较理想的估计是4℃。从等式(1)可知，这个微弱的扰动对深于8.4m的地方则无大的影响。短期波动必然幅度较小，例如：幅度为1℃，周期为6个月时，我们发现其影响深度不超过4m。

所以我们推测，要进行的主要校正，其周期为一年，幅度小于气温度变化幅度(T_0)，并有由湖泊反应引起的延时（φ）。以下是计算Z深度温度升降的公式：

$$T_0 \cdot \exp\{-\alpha \cdot z\} \cdot \cos\{(\pi/6) \cdot t-(7 \cdot S/6) \cdot \pi-\varphi-\alpha \cdot Z\} \qquad (2)$$

式中$\alpha=\{\omega/2 \cdot K\}^{1/2}$，$\omega$＝脉动（$\pi/6$），$t$＝时间（以月计算）。在试验的基础上对所有的测站都进行了校正，并不断改变幅度和延时，以取得最佳线性剖面。用于建立最佳校正的参数是：两个湖的幅度均为3.2—4.0℃；延时为1.3—1.7个月，这个参数在湖泊相当浅的情况下是不难预料到的。经检验，外推沉积物与水之间的界面温度在所有的情况下都是均匀的（见表）。每个湖中都发现了一个单独校正形式来校正大多数测站。校正后的地温梯度，除15号测站的值偏高外，其它均相互一致。我们把这个异常值归于局部折射和地形影响，因为15号测站靠近羊卓雍湖的一个小岛（图6）。羊卓雍湖有几个测站，由于穿透层浅，而不能获得成功的校正，这可能是由于周期不到一年的温度升降引起的。再者，我们又不



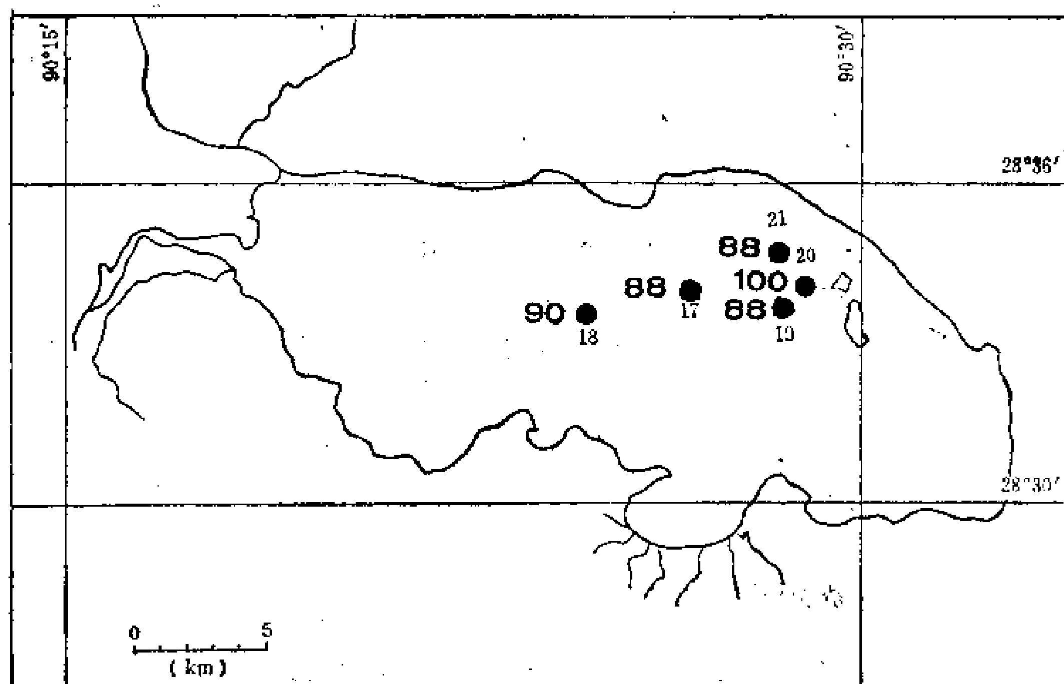


图 5 羊卓雍湖(上)和普莫雍湖(下)的热流测站(小号字)和热流值(大号字)。热流值单位为 mW/m^2(未经隆起与侵蚀校正，见正文)。

Fig. 5 a) Heat flow stations (small numbers) and values (large numbers) in Yang Zho Yung lake. Heat flow values are in mW/m^2(not corrected for uplift and erosion, see text). b) As a for Puma Yung lake

四、讨　论

图5总结了这次研究获得的校正热流值（包括隆起与侵蚀校正）。请注意每一个湖的热流值的一致性。如果给出大于10%的测量误差幅度（这是常规海洋技术的一个代表值），数据则不提供任何有关羊卓雍湖内热流变化的证据。我们的测定表明，在不到 25km 的范围内热流值从91mW/m²剧烈上升到146mW/m²；而在距雅鲁藏布缝合带30km远的地方，热流值大致保持稳定（图6）。这样高的热流值可能有三种解释，即高热生产、异常热源（岩浆），或者异常地幔热流。对数据的详细解释需要正确理解(1)隆起与侵蚀、(2)区域热构造以及随时间的演化、(3)推测侵入或熔融事件的年龄。比较广泛的热模式将在其它地方发表。

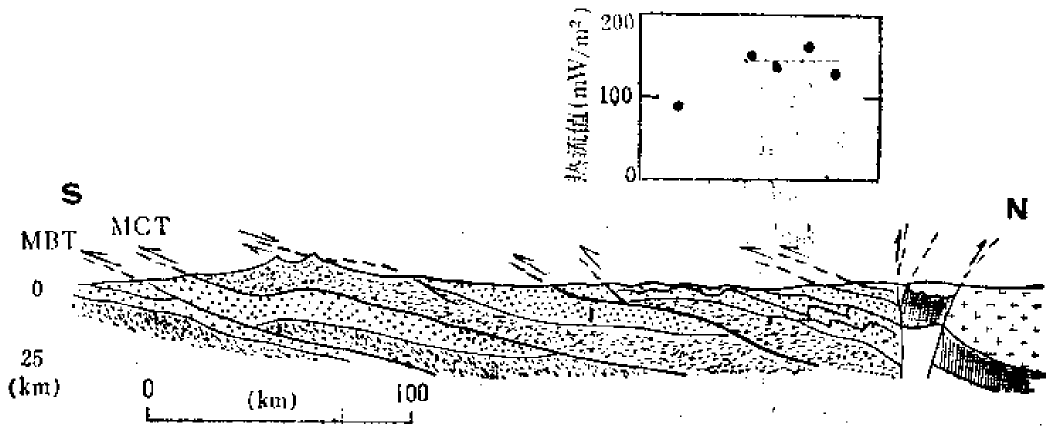


图 6　垂直于雅鲁藏布缝合带的剖面图（根据参考文献[15]）。"+"和"·"代表花岗岩质和沉积岩层。划点和灰色的部分是基底和蛇绿岩。热流值分别在各自的部位示出。

Fig. 6　Schematic cross-section perpendicular to the Yarlung Zangbo suture zone (from ref. 15)

Crosses and dots indicate granitic and sedmentary formations. The stippled and grey patterns are for basement and ophiolite rocks. The heat flow values are shown at their respective locations

隆起的问题大概是最关键的。若干作者对古生物证据和裂变径迹研究[5]，对隆起是现代的(2Ma)、快速的(0.2cm/a)，发生了争议。如此大的隆起速率可以使热流值增加60%。但是这样的脉动真实性仍是不可靠的。印度板块-亚洲板块碰撞已大致持续了45Ma[17]，并且没有明显的原因表明为什么在2Ma以前要发生构造体制的大变化。活动区域内典型的造陆上升速度为0.2mm/a[18]，这样的上升速度可以在时间上扩大高原的隆起，使其与这一地区的全面演化更为一致。在此情况下，上升效应要小得多，大约是20%。但是这些校正采用一般方式估计，在西藏特定的瞬时热状态下，它不具有解释性数值。

还必须考虑到侵蚀效应。在没有任何有关现代陆地地貌形状资料的情况下，估计象England所讨论的[7]局部和现代侵蚀是行不通的。在高原环境下，正如小幅度地形校正所碰到的，由于局部地形非常平缓，侵蚀效应比较小。羊卓雍湖6号和10号测站附近，地形起伏较大。但是，这两个测站的热流值可以同14、16号测站的值相比较。后两个测站位于向南20km处，那里的局部地形可忽略不计（低于70m）。我们相信这两个湖之间确实存在热流值的不同。正如我们后面还要谈到的，其它地球物理数据也表明在同样的位置上存在一

个不连续面。西藏高原的区域侵蚀也是一个问题。由于它相当于热物质的垂直流动，则代表热流的进一步升高[19]。

重要的是要认识到在西藏高原的极端条件下，校正的通常过程是不能成立的。设想它引起了瞬态效应，这些瞬态效应只在相反于稳态条件下的浅部才具有意义，并使具代表性地热的计算成为可能。在西藏，我必须考虑到这个地区的全部瞬态热演化，这包括地壳收缩和相应的地热扩散[20]以及由冷大陆岩石圈俯冲引起的区域冷却。

不管怎样，象这样的区域现象无疑要影响热流值，但不是所观察到的急剧空间变化的原因。即使进行60%的最大校正，羊卓雍湖的热流值（58mW/m²）按照大陆标准仍是高的。这些高热流值将位于平均热流值为46mW/m²的“平衡”地区之上[21]。没有对西藏的岩石进行过放射性测定。由出露在湖泊以西的基底物质（图1）获得的资料表明，产热速率为2.7μW/m³[22]。对于老的大陆岩层来说，这个值是正常的；依据经验的热流与产热关系，它又相当于45mW/m²的热流值[21]。

对高热流值的一种解释是，因为地壳特别厚，高原的深部存在着大量放射性元素。这并不能解释为什么热流值在两湖之间如此迅速地增加。简单地说，因为异常地幔热流应有区域效应，所以它并不是适合的假设。即使在岩石圈以下的狭窄带中有异常地幔热流，也不会因为板块的掩蔽效应而产生急剧的水平变化。

所以比较合理的解释是，地壳中存在着一个热源，它在两湖之间的某个地方消失。同年进行的大地电磁测深也在这一特殊地区发现了这样一个不连续面[23]。这个异常热源很可能是一个热侵入体。建立相应的热效应模式则需要有关侵位或熔融的资料：现代的地质事件必定发生在浅部，使其可被表面热流测量发现。传导时间表是：$\tau=d^2/4K$，式中d为异常的深度，K为热扩散率。由于侵入或熔融事件必然同印度板块俯冲于亚洲板块之下相关，所以这类事件发生在45Ma之后，并且浅于70km（$K=10^{-2}cm^2/s$）。

根据146mW/m²热流值以及校正的最大范围，粗略地估计异常体的深度是可以的。假定出稳态条件和标准放射性模式[21]，并且把600℃等温线当作地壳固态点温度的参考值（对于象沉积物这样的含水物质来说），我们发现这个异常体的深度一定在10—25km之间。如果考虑到瞬态效应，这个估计必须被看成是上限。所以一个比较保守的结论是，热源浅于25km。这样浅的地壳深度无疑会在地质体边缘周围产生明显的水平热流变化。热流的水平分布还受时间和侵入或熔融事件的深度某些限制，这些问题在即将发表的文章中论述。

我们的数据中没有任何证据显示在大约30km的范围内有明显的热流变化(图7)。这表明热源的水平范围相当大。如果这个热源也是高原广泛分布的地热活动的原因，那么它必须具有非常巨大的水平范围。这同对老的大陆碰撞带的地层观察将是一致的。这些碰撞十分典型地显示出分布于整个地区的板状花岗质岩层[24]。

显著的水平热流变化使人联想起其它构造活动地区(如科罗拉多高原[25]或地热区[26]。最后值得提出的是，热流的增高发生在距主要俯冲部位约230km的范围内（图6)。这正是消亡环境的特点，即高热流和火山活动突然出现在离海沟相等距离的地方[27]。

在此报道的测量结果表明，西藏地区地壳较浅的部位已达到了区域熔融的条件，它代表了大陆碰撞热——机械模式的有说服力的限制条件。

后 记

野外工作由法国国家科学研究中心、法国国立天文地球物理研究所和中国地质科学院提供资金。如果没有法国国家海洋开发中心和GENAVIR出借热流和岩心仪器，要取得野外工作的成功也是不可能的。我们感谢H.LOSSOARN对我们野外工作的帮助，感谢J.R.FOUCHER、R.CONOGAN、C.TOULARASTEL、J.LE.PAVEC为我们的西藏之行提供的帮助，感谢K.KELTS提出的建议。我们还感谢中国科学院地质研究所的数学地质研究小组。我们向为我们提供重要后勤援助的中国人民解放军以及所有在野外帮助我们的人员表示感谢。

（邓丹云 译）

参考文献

(1) CHEN, W. P. and P. MOLNAR, 1981, J. Geophys. Res. 86, 5937—5962, TENG JI-WEN, SUN KE-ZHONG, XIANG SHAO-BAI, YIN ZHON-XUN YAO HUNG and CHEN LI-FANG, Phys. Earth Planet. Int. 31, 293—306, 1983

(2) WANG EHI-YUEN, SHI YAO-LIN and WEN HU-ZHOU, 1982. J. Geophys. Res. 87, 2949—2957,

(3) ZEITLER, P. K., N. M. JOHNSON, C. W. NAESER and R. A. K. TAHIRKHELI, 1982 Nature, 298, 255—257, .

(4) WANG JI-YANG, et al., 1981. J. Volcanol. Geotherm. Res. 9, 57—76,

(5) CHAPMAN, D. S. and H. N. POLLACK, —1975. Earth Planet. Sci. Lett. 28, 23

(6) HART, S. R. and J. S. STEINHART, 1965. Science, 149, 1499—1501,
SCLATER, J. G., V. VACQUIER and J. H. ROHSHIRCH, Earth Planet. Sci. Lett. 8, 45—54, 1970.
VON HERZEN, R. P., P. FINCKH and K. HSU, J. Geophys., 40, 141—172, 1974.

(7) ENGLAND, P. C., 1978. Earth Planet. Sci. Lett., 39, 427—434,

(8) FINCKH, P., Bull. Geol. Soc. Am. part II, 92, 452—514, 1981.

(9) ALLIS, R. G. and C. D. GARLAND, Can. J. Earth. Sci., 16, 1951—1964, 1979.

(10) FOUCHER, J. P., C. O. B., B. P. 337, 29273 Brest Cedex, France.

(11) Geological Map of the Tibetan Plateau, 1/1,00,000, Bhengdu, China, 1981.

(12) VON HERZEN, R. P. and A. E. MAXWELL, J. Geophys. Res. 64, 1557—1563, 1959.

(13) TAPPONNIER, P., J. L. MERCIER, R. ARMIJO, TONG LI-HAN and ZHOU-JI, Nature, 294, 410—414, 1981.
TAPPONNIER, P., personal comm., 1983.

(14) KELTS, K., personal comm., 1983.

(15) CARSLAW, H. S. and J. C. JAEGER, Conduction of heat in solids, Oxford University Press, 510 pp., 1959.

(16) GUO, S., in: Symposium on Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau, Beijing, China, 13—14, 1980.
CHENG, W., in: Symposium on Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau, Beijing, China, 23, 1980.

(19) ALLEGRE, C. J., et al., submitted to Nature, 1983.

(18) BLATT, H., G. MIDDLETON and R. MURRAY, Origin of sedimentary rocks, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 1980.

(19) ENGLAND, P. C. and S. W. RICHARDSON, Geophys. J. R. Astr. Soc. 62, 421—437, 1980.

(20) HOUSEMAN, G., D. McKENZIE and P. MOLNAR, J. Geophys. Res. 86, 6115—6132, 1981.

(21) SCLATER, J. G., C. JAUPART and D. GALSON, Rev. Geophys. Space Phys. 18, 269—311, 1980.

(22) VIDAL, P., A. COCHERIE and P. LEFORT, Geochimica et Cosmochimica Acta, 46, 2279—2292, 1982.

(23) VAN NGOC, P., D. BOYER and P. THERME, Terra Cognita, 3, 270, 1983.
VAN NGOC, P., personal comm., 1983.

(24) NIELSON, D. L., R. G. CLARK, J. B. LYONS, E. J. ENGLUND and D. J. BORNS, Geol. Soc. Am. Mem. 146, 301—318, 1976.

(25) BODELL, J. M. and D. S. CHAPMAN, J. Geophys. Res., 87, 2869—2884, 1982.

(26) BLACKWELL, D. D. and C. G. BAAG, Geophysics, 38, 9141—, 1973.

(27) BLACKWELL, D. D. R. G. BOWEN, D. A. HULL, J. RICCIO and J. L. STEELE, J. Geophys. Res., 87, 8735—8754, 1982.

HIGH HEAT FLOW IN SOUTHERN TIBET

Jean Francheteau[1], Claude Jaupart[1], Shen Xianjie[2]
Kang Wenhu[3], Li Delu, Bai Jiachi[3]
Wei Hungpin[3] Deng Hsiayeu[4]

Abstract

Seventeen heat flow measurements have been attempted in two fresh-water lakes at altitudes of 4.5 and 5.0 km, south of the Yarlung-Zanqbo suture zone in southern Tibet. Probe penetration in the lake sediments was large enough in the case of eight measurements (5.5~7.2m), giving reliable temperature gradients. Corrections for seasonal temperature variations, topographic and refraction effects have been applied to the data. In a N-S profile trending perpendicular to the Yarlung-Zangbo suture zone, heat flow is approximately constant at 146 mW/m^2 over a distance of 30km and drops to a value of 91 mW/m^2 in less than 25 km. The high heat flow and the sharp spatial variation both suggest the existence of a heat anomaly located at relatively shallow depths (no greater than 25km) in the Tibetan crust, probably due to young plutonic bodies.

① Institut de Physique du Globe Université Paris 7 4 place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05, FRANCE
② Institute of Geology, Academia Sinica, Beijing
③ Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing
④ Institute of Geophysics, Academia Sinica, Beijing

藏南高热流及其构造热演化意义

沈显杰

（中国科学院地质研究所）

一、引　言

1982年9、10月间，在青藏高原南部羊卓雍湖和普莫雍湖（相距约25 km），测得首批热流数据[1,2]。计算表明，沉积和气候校正可略而不计[3]；经湖底温度波动校正[4]和地形、折射及热边界效应等校正[3]后，两湖的平均热流值分别为146Wm/m²(3.5HFU）和91mW/m²(2.2HFU)[3-5]。热流的地质和地球物理解释涉及：（1）高热流形成的机理；（2）相邻湖区热流值急剧变化的原因；（3）高原隆升对实测热流值的可能影响。高热流及其侧向剧变是异常壳-幔热结构的地表反映[6,7]；抬升和侵蚀的热扰动与高原地壳叠合增厚的热效应近似抵销[8]。上述二者分别代表青藏热演化和构造演化二条主线，是统一的构造热演化同步过程。文章还讨论演化过程的质量平衡。

二、藏南高热流与地壳-上地幔热结构

常规的热结构模型[9,10]已不能阐明藏南高热流生成的热源背景。首先，西藏中酸性岩浆岩的放射性生热元素丰度接近于全球平均值[11]，地幔热流分量也接近正常值[11,12]，即使考虑陆壳汇聚带内的应变生热量[12-15]，仍不足以解释观测到的热流异常。可见，藏南高热流及其水平剧变具有独特的成因机制。浅部热源模型似能提供较为满意的解释，同时还能阐明强烈的地表水热活动[17]，地震波速特征，以及近代岩浆活动的深部热背景。然而，首先需研究汇聚板块的热历史，阐明岩浆源区形成和侵位的条件及时间系列，才能论证有关浅部热源假设的现实性。

1．汇聚板块的热历史

南特提斯海约于40Ma前闭合[11,14]，缝合带两侧的初始地壳厚度为35 km左右，岩石圈厚度约140km[18]许。多作者[12,15,19,20]根据岩石圈底界在挤压变形而下突过程中，处于不稳定热状态而逐渐底熔消蚀的机制，论证了地壳增厚的同时，岩石圈逐渐减薄，推演至今，形成目前青藏高原独特的“厚壳薄幔”层圈结构。地震测深[21-23]、天然地震波速研究[12,24,25]和重力反演[26]，一致得出西藏地壳平均厚70km左右，岩石圈厚度约90km左右[11,27,28]。板块汇聚导致的地壳增厚和岩石圈减薄过程伴随二个重要的热作用机制：（1）随地壳叠合增厚，壳内放射性生热层随之增厚，使地壳、尤其是上地壳自热过程加剧；（2）随岩石圈底熔减薄，软流圈等温面上移，底部加热过程增强。二者统称为“双向加热过程”，

前者属准稳态，可藉助稳定热传导公式计算地壳中的温度分布；后者为非稳定热传导过程，有明显的热滞后，可应用界面上移的恒定面热源镜像反映法[29]模拟岩石圈-软流圈界面上移的过程，微分方程的解为[30]

$$T_z=\left(\frac{q_m}{\rho c v'}\right)\left\{\exp\left[-\frac{v'(L-Z)}{k}\right]-\exp\left[-\frac{v'(L+Z)}{k}\right]\right\} \qquad (1)$$

式(1)中 k 为介质的热扩散率，取 $k=0.01\frac{\text{cm}^2}{\text{sec}}\doteq 32\text{km}^2/\text{Ma}$，$L$ 为随时间 t 呈线性减薄的岩石圈厚度，引用前文所述的起讫厚度，T_z 为深度 z 处的温度(℃)，q_m 为地幔热流分量，取 $q_m=0.48$ HFU，v' 为岩石圈的减薄速率，$v'=\frac{140-90}{40}=1.25$ km/Ma，ρc 为介质的热容量。计算结果表示为图1中40Ma来青藏地壳-上地幔的温度演化过程，图中 A_0，A_1 和 A_2 分别为上、下地壳和上地幔的放射性生热量。陆壳汇聚阶段的地层逆掩、超覆使原来

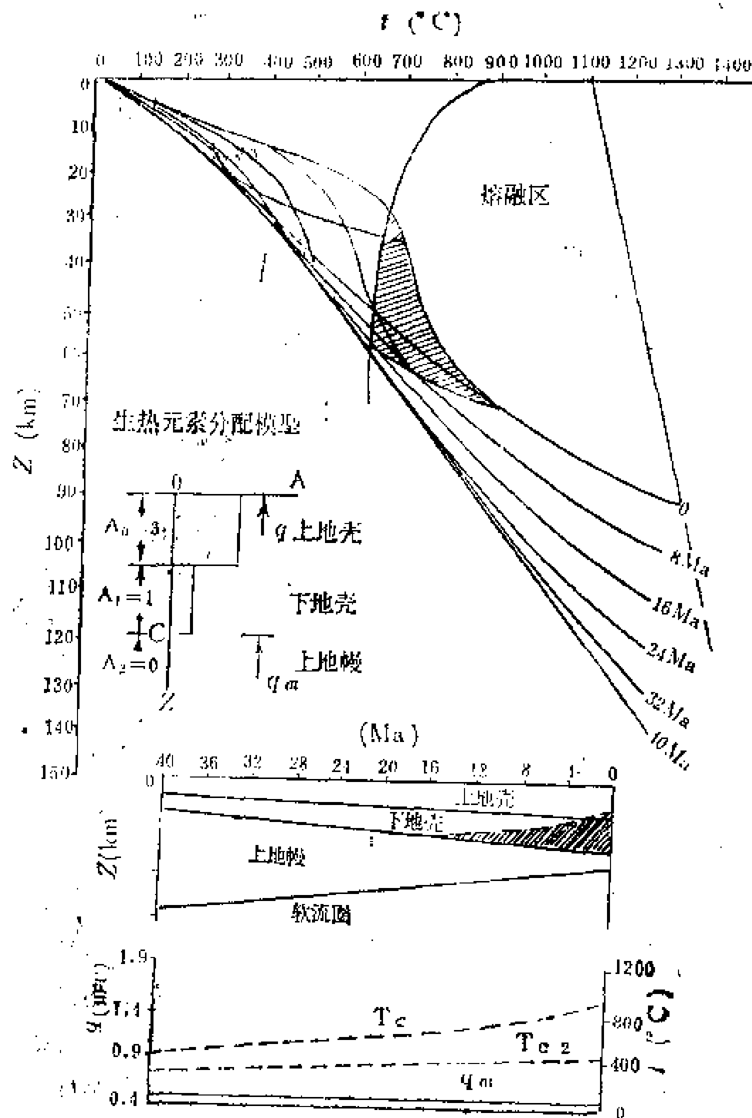


图 1 青藏高原近40Ma来地壳-上地幔非稳定温度演化

Fig. 1. Transient temperature evolution of the crust and upper mantle of the QXP during last 40Ma.

近于指数式的生热元素分布在垂向逐趋平均，因此计算中取梯级恒定分布模型，即 A_0=3HGU❶，A_1=1HGU，A_2=0。图1的汇聚板块热历史可划分为青藏壳-幔热演化的几个阶段：（1）约16 Ma前下地壳达到花岗岩湿熔融温度，在以花岗质成分为主的区段，开始形成一些蘑菇状的熔融区；随时间推移熔融深化，并向上地壳推移；岩浆类型由早期的幔源型，经壳幔混熔型而过渡到壳源型；岩浆系列由基性逐渐过渡到中酸性和酸性[31]；（2）大约2Ma前，上地壳底部普遍达到熔融温度，开始形成区域性局部熔融层，深度约在27—35km左右，与地震波低速层位置大致相当[22]；（3）图1表明，下地壳熔融区可构成地壳重熔型岩浆源区，加之第四纪时期青藏区域应力场由挤压转为张驰[8]，张性断裂的发育为岩浆的造构侵位提供通道，最大上侵高度可达近地表5—15km，形成浅部岩浆热源体。

2. 浅部热源体的地表热效应

上述汇聚板块热历史阐明了青藏地区浅部岩浆热源体的形成条件。热传导计算表明，40Ma前地表热流约为1.2HFU，大致代表稳定陆台区。目前阶段的热流背景值约为1.8—1.9HFU，相当于新生代造山带的平均值。然而，藏南湖区高于上述背景值的热流异常，是近代岩浆侵位的局部地表热效应。鉴于羊卓雍湖区南北近40 km 范围内4个热流数据相当一致，可将计算模型归结为无限分布板状热源的一维非稳定热传导问题[30]，即

表 1

t (Ma)	h (km)
8	13.8
5	13.7
2	13.1
1	11.8
0.5	10.1
0.1	5.8
0.05	4.5
0.01	2.3
0.005	1.7
0.001	0.8

$$\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{z=0}=\frac{\Delta T}{h}\left[1+2\sum_{n=1}^{\infty}(-1)^n\exp\left(-n^2\pi^2\frac{kt}{h^2}\right)\right] \quad (2)$$

式中 t 为岩浆侵位的年代，h 为侵位深度，ΔT 为侵位处的突然增温值，是 t 和 h 的函数，可据图1读出。青藏地区强烈的地表水热活动，说明目前地壳浅部的岩浆热液活动仍方兴未艾，因此计算中采用恒定温度的热源模型；$\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{z=0}$ 为 ΔT 引起的地表热效应，对于羊卓雍湖区，它即为与热流平均值和背景值之间的差值（3.5—1.9 HFU）相当的地表温度梯度异常（ΔG），当介质热导率 K=6mcal/cm·s℃时，$\Delta G\approx$27℃/km。表1中列出满足 ΔG=27℃/km时的 t 和 h 值。另一方面，用图1中的生热元素分布模型，将 $\bar{q}$=3.5HFU

❶ HGU-生热单位，1HGU＝1×10^{-13}cal/cm³·s。

应用于下列稳定热传导公式

$$T_z=\bar{q}\frac{z}{K}-\frac{A_0Z^2}{2K} \tag{3}$$

算得地壳物质达到熔融温度之最大深度为$h\approx12$km左右，则可据表1数据求得相应的$t\approx$ 1.25Ma。由于存在非稳定传热的滞后效应，可推断，羊卓雍湖区最近一次岩浆侵位热事件的起始年代$t\leqslant1.25$Ma（$t\approx1.25—0.5$Ma），侵位深度$h\leqslant12$km（$h\approx10—12$km左右）。

至于普莫雍湖区略高于背景值的热流数据，则是同一个浅部岩浆热源体之边角效应的地表显示。此时，计算模式进一步改进为水平半无限分布的层状热源体模型（图2），应用有限单元数字解法，拟合实测的湖区平均热流，图2左上角列出模型参数。拟合结果：羊卓雍湖区的地表热流值为3.5 HFU，代表热源体地表热效应的直接显示区；影响区外的背景值为1.82HFU；普莫雍湖位于热源体以南约5 km，属于边角效应影响区范围。可见拟合是成功的。

3．地壳-上地幔热结构

综合上述研究结果，作者概括出如图3所示的西藏壳-幔多层次热结构，自下而上依

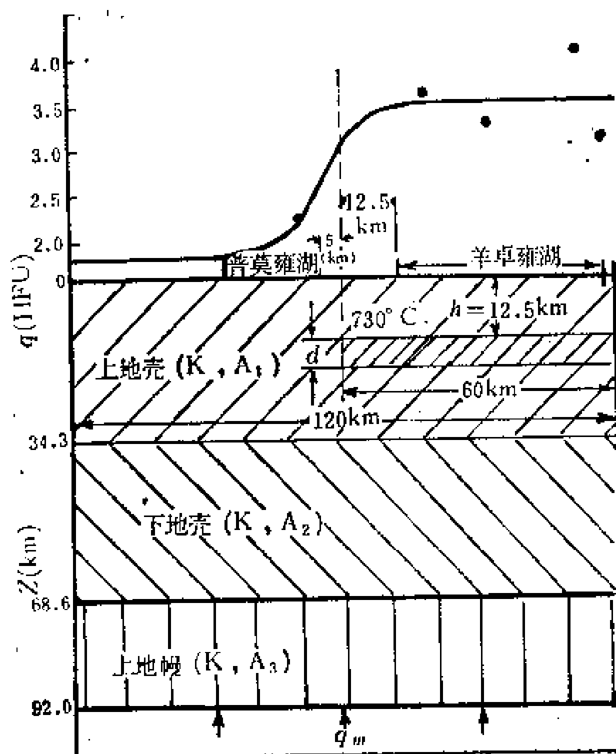


图 2　藏南湖区半无限分布热源体边角效应的有限元模拟结果

模式参数：$K=6\times4.1868/\mathrm{cm\cdot s\cdot ℃}$　$a=0.01\mathrm{cm^2/s}\approx32\mathrm{km^2/Ma}$　$A_1=3$HGU　$A_2=1$HGU　$A_3=0$HGU　$d=2.5—12.5$km　$q_m=0.48$HFU　$t=1.5$Ma　$N=48\times18=864$

Fig. 2. Finite-element simulation results of the edge effect of a semi-infinite heat source body in the South Xizang lake regions

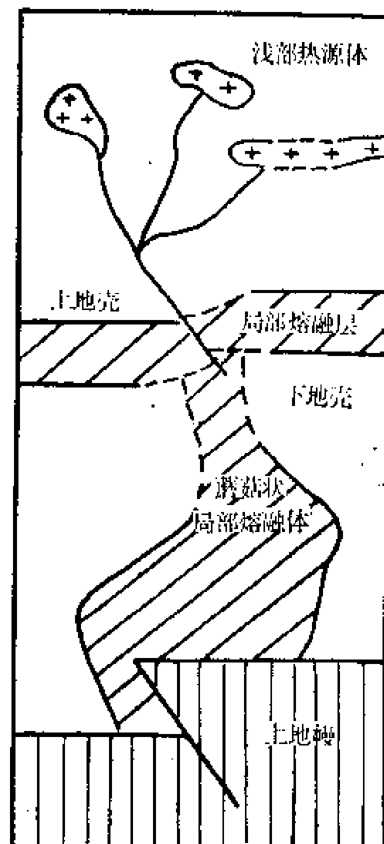


图 3　西藏地壳-上地幔热结构的概念性模式

Fig. 3. Conceptual model of the crust and upper mantle thermal structure of Xizang

次为：（1）莫霍面错断，下地壳和上地幔部分叠合；（2）下地壳中与上地幔有或无生成联系的蘑菇状熔融体；（3）地壳中部的局部熔融层；（4）上地壳不同深度处的岩浆囊或局部熔融体。这种异常的多层次热源结构不仅成功地解释了热流分布，地表水热活动生成背景和岩浆演化环境，且为现代地球物理场的众多特点所证实，如：（1）西藏高原绝大多数地震的震源深度为5—10km的浅震，震中散布，上地壳下部和下地壳为地震间歇带，深震稀少[32,33]；（2）地壳中可能存在多于1个的低速层[21-29]；（3）天然地震波谱中缺失 L_g 震相或震相不明显[21,34]；（4）地震能量的强烈吸收和衰减，Q 值低[21,35,36]；（5）远震 P 波和 S 波出现较大的走时差[12]等等。

三、青藏抬升和侵蚀历史探讨

迄今研究青藏隆起的方法可归为二类：（1）综合古地理研究方法，包括地层古生物，古土壤，地貌（古岩溶和夷平面），古冰川等多学科的综合研究，旨在追溯古气候、植被、生态区系等一系列古地理环境，推论隆起的幅度、时代和形式，以及过程的某些特征[37]；（2）同位素年代学方法，通过特征矿物或全岩的铷-锶、钾-氩或裂变径迹年令，推算抬升速率及隆起的起讫年代[11,38-45]。综合二者的主要研究成果，可将青藏隆起过程的主要特征概括如下：（1）显著的隆起约始于中新世早中期（18—25Ma），此后高原面呈波状演进；（2）第三纪末普遍形成高程约1000m的区域夷平面；至少存在过二个以上的夷平面；（3）真抬升速率变化于0.4—1.1mm/a之间，平均约为0.6mm/a左右；（4）第四纪整体式隆升是抬升历史中一个突出阶段，抬升速度比前大一个数量级，且有后期加速趋势，可以予期，青藏高原的第四纪快速隆起，可能具有特殊的作用机制。对上述特点进行综合，得出图4中实线表示的近似的高原面高程演化过程线。下文将分别论述图4中的结构抬升和均衡隆升。

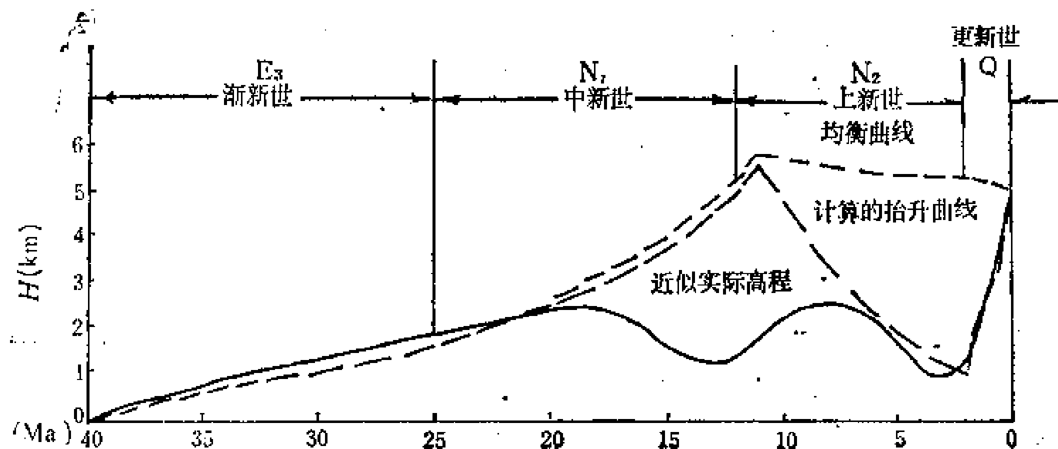


图 4 计算的构造抬升曲线（——）和均衡隆升曲线（----）与近似的原面高程曲线（——）的比较

Fig. 4. Comparison between the calculated curves of tectonic uplift (——), isostatic uplift (----) and the approximate plateau elevation (——)

1. 隆起的成因模式和构造抬升

鉴于上述二种方法均未能从成因角度阐明高原隆起的作用机制，作者提出一种初步的

成因模式。

青藏隆起是包括抬升和侵蚀之间的消长平衡、构造抬升和均衡隆升交互更迭的多元化复合过程，在推演高原面演化时必须同时考虑抬升和侵蚀作用，区分真抬升速率u，视抬升速率u'和侵蚀速率e，三者关系为：$u'=u-e$；在评述构造抬升和均衡隆升的主次时，需考虑在区域应力状态，挤压应力状态下，水平推挤和阻抗，导致地层的褶曲、逆掩、超覆和叠合，使高原面随地壳厚而同时抬升，称之谓构造抬升，此时均衡隆升受抑制；张驰应力状态下，增厚的地壳和减薄的岩石圈上地幔层圈结构，以及壳幔加热效应所诱发的重力和浮力之间的均衡调整举升力的集中释放，导致以整体抬升为主要形式的均衡隆升。构造抬升和均衡隆升过程中，侵蚀贯穿始终，一方面造成一定的地壳质量亏损，另一方面使高原面呈升降起伏。

图5是以拉萨地块为例的上述地壳变形、构造抬升、均衡隆升和侵蚀夷平的概念性模式体现。横轴是时间（t）和地块南北长度（l）的双分量座标，表示古拉萨地块在40—2Ma时段内的南北挤压线性缩短过程；纵轴以水平面为界，向上表示高原面的高程H，向

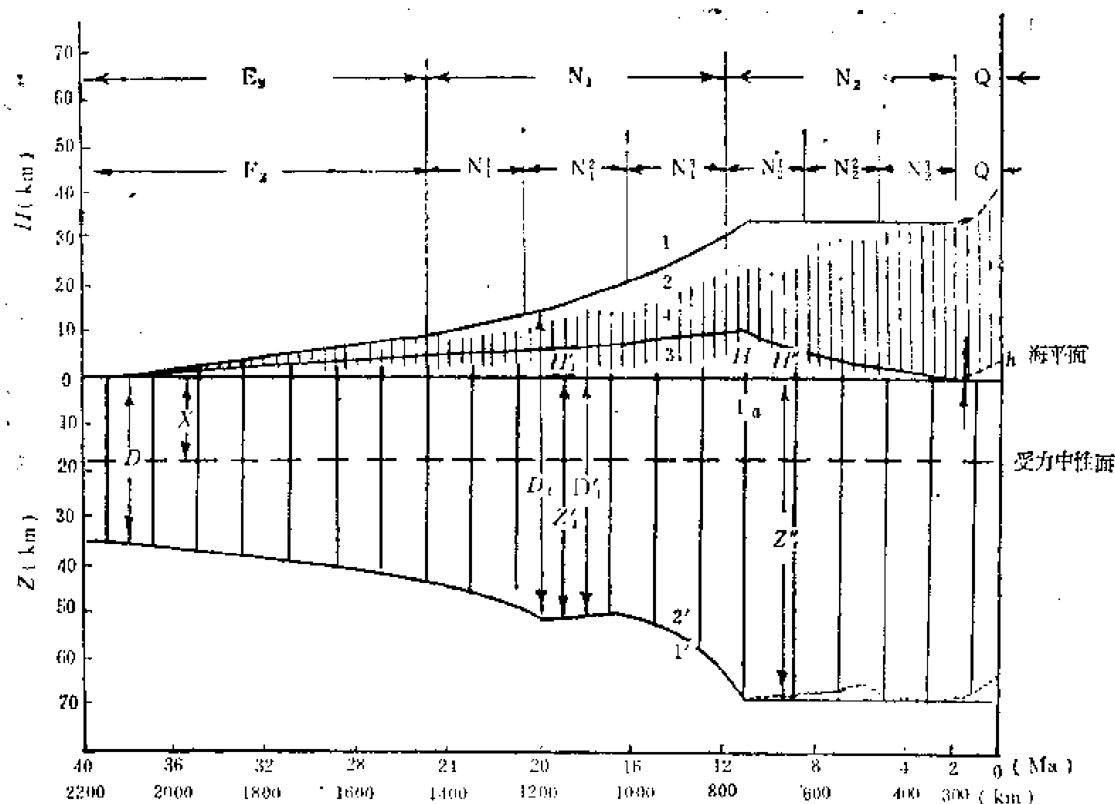


图 5 青藏高原隆起的成因模式概念性示意图

Fig. 5. Conceptual scheme of the genetic model of the QXP uplift

下代表深度z，D为地壳的原始厚度；东西向模式取单位宽度（W=1km）的条带。在模式的数学推演中，引入二项参数：x和t_0。

（1）x为接近地壳中部的受力中性面深度。陆壳汇聚时，地壳的同步缩短增厚（东西向延展暂略而不计）在受力中性面上下同时展开，向下的增厚，使莫霍面下移（图5中曲线1′，z_t），向上的增厚使高原面抬升（H_t），当侵蚀不发生时（$e=0$），高原面由曲线1

表示之：在线性缩短的假设前提下，任意时刻 t 时地壳长度 l_t 可表为

$$l_t = l - vt \tag{4}$$

l 为原地壳长度，v 为平均缩短速率，于是，图5中的 z'_t 和 H_t 可表为

$$z'_t = \frac{(D-x)l}{l_t} + x, \quad 或 \quad z'_t = \frac{lD - xvt}{l - vt} \tag{5}$$

$$H_t = \frac{xl}{l_t} - x, \qquad 或 \quad H_t = \frac{xvt}{l - vt} \tag{6}$$

（5）（6）二式相加，得

$$D_t = \frac{lD}{l - vt} \tag{7}$$

按式（5）（6）（7）可计算曲线 l，l′ 和 t 时刻未经侵蚀的增厚地壳厚度 D_t。当侵蚀以一定速率 e 持续进行时，高原面由曲线4描述之，即

$$H'_t = D'_t - z'_t \tag{8}$$

D'_t 为 t 时刻经侵蚀后的地壳厚度，由下式描述之：

$$D'_t = \frac{lD - (\Sigma E)_t}{l - vt} \tag{9}$$

将式（5）和式（9）代入式（8），得

$$H'_t = \frac{lD - (\Sigma E)_t}{l - vt} - \frac{lD - xvt}{l - vt}, \quad 或 \quad H'_t = \frac{xvt - (\Sigma E)_t}{l - vt} \tag{10}$$

式（9）和式（10）中 $(\Sigma E)_t$ 是从过程开始至 t 时刻累计的侵蚀质量亏损量，它是平均侵蚀速率 $\bar{e}$ 和侵蚀随时间变化方式的函数，即

$$(\Sigma E)_t = f(\bar{e}, t) \tag{11}$$

（2）t_0 为某特征年龄，是地壳缩短增厚过程中假想的转折点。t_0 之前为地壳的增厚缩短期，H'_t 虽逐渐升高，但因侵蚀损耗而低于 H_t，此阶段称为构造抬升幕；至 t_0 时刻，变形地壳获一定刚度，原面高程达到某峰值 H，增厚缩短趋于停止，地壳藉走向滑动的质量迁移而继续缩短，因之 t_0 之后为地壳的滑移缩短期，持续的侵蚀夷平使高原面逐渐降低，称之谓侵蚀夷平幕，由曲线4的后半段表示之。显然，曲线4将全过程简化为抬升幕和夷平幕之间的单次更迭，是一种方便于计算的近似表达，实际地壳变形和高原面演化过程中，二者是交替出现的，有时几乎是同步发生的。图5中曲线3示意性地代表一种可能的演化过程，它由数个抬升幕和夷平幕交互组成，随时间推移，地块刚度增大，夷平幕比重也随之增大。这种构造变形形式的交替更迭，为原面高程的波状演进、多级夷平面的发育、以及最后形成原始高原面等，提供了较为满意的模式概括。

x 和 t_0 二项参数的确定，有赖于侵蚀模式的选取。我们对（1）恒定侵蚀（e＝常数）；（2）线性递变侵蚀（$e = e_0 + mt$）；（3）高程（时间）相关侵蚀（$e = f(t)$）三种模式和 $\bar{e}$ = 0.45，0.50和0.55mm/a三种平均侵蚀速度，以及多种侵蚀分配方式等共21个计算方案作了模式参数计算和比较，从中选出线性侵蚀模式时 $\bar{e}$ = 0.5mm/a，e_0(40Ma 前的起始侵蚀速率)＝0.2mm/a，e_{t_0}(t_0时刻的侵蚀速率)＝0.8mm/a 时的计算方案为最佳拟合模型，求得相应的参数为：$x \approx 16$km，$t_0 \approx 11$Ma和 $H \approx 5.5$km，此即图5中用虚线表示的计算高程。

2. 均衡隆升与青藏隆起的阶段划分

为估算均衡隆升的量级，作者采纳摩根（P. Morgan, 1983）[29]提出的岩石圈减薄模式，并考虑到同步的地壳增厚，对原有模式和相应的计算公式进行了改造。本文应用的计算模式表示在图6中。均衡隆升量U由下式确定：

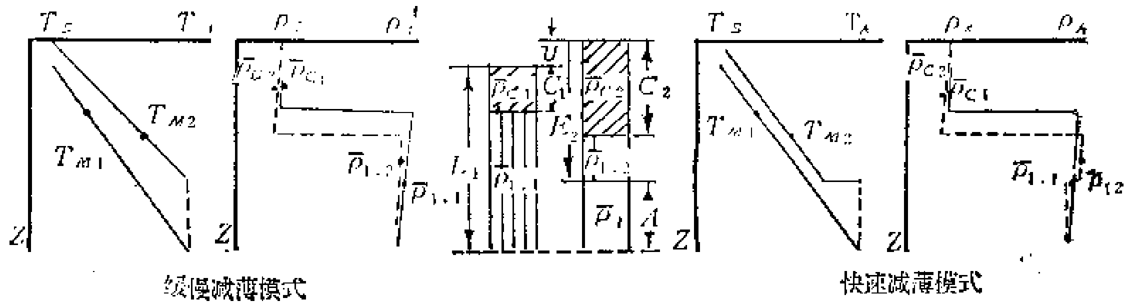


图6　青藏高原地壳增厚、岩石圈减薄导致均衡隆升的模式示意图
（参见摩根，1983而改作）

Fig. 6. Schematic model of the isostatic uplift due to the crustal thickening and lithosoheric thinning of the QXP

$$U = L_2 + A - L_1 \tag{12}$$

式(12)中L_1和L_2分别为隆升始末的岩石圈厚度，据前文$L_1=140$km，$L_2=90$km，A为软流圈上界面的上移幅度，由均衡平衡式确定之，即

$$\overline{\rho_{C_1}}C_1 + \overline{\rho_{L_1}}(L_1 - C_1) = \overline{\rho_{C_2}}C_2 + \overline{\rho_{L_2}}(L_2 - C_2) + \rho_A A \tag{13}$$

式中C_1和C_2分别为变形始末的地壳厚度，$C_1=35$km，$C_2=70$km，ρ_A为软流圈密度，$\rho_A=3.2\text{g/cm}^3$，$\overline{\rho_{C_1}}$，$\overline{\rho_{C_2}}$，$\overline{\rho_{L_1}}$和$\overline{\rho_{L_2}}$分别为相应的壳幔平均密度，按下列各式确定之：

（1）缓慢减薄模式：此时岩石圈底部加热的热效应全部传至壳幔层而无滞后。

$$\overline{\rho_{C_1}} = \left\{\rho_A\left[1+\alpha(T_A-T_S)\left(1-\frac{C_1}{L_1}\right)\right]-\Delta\rho\right\}\cdot\left[1+\frac{\alpha(T_A-T_S)\frac{C_1}{L_1}}{2}\right] \tag{14}$$

$$\overline{\rho_{L_1}} = \rho_A\left[1+\frac{\alpha(T_A-T_S)\left(\frac{C_1}{L_1}\right)}{2}\right] \tag{15}$$

$$\overline{\rho_{C_2}} = \left\{\rho_A\left[(1+\alpha(T_A-T_S)\left(1-\frac{C_2}{L_2}\right)\right]-\Delta\rho\right\}\cdot\left[1+\frac{\alpha(T_A-T_S)\frac{C_2}{L_2}}{2}\right] \tag{16}$$

$$\overline{\rho_{L_2}} = \rho_A\left[1+\frac{\alpha(T_A-T_S)\left(1-\frac{C_2}{L_2}\right)}{2}\right] \tag{17}$$

（2）快速减薄模式：此时底部加热的热效应丝毫未传入壳幔层。$\overline{\rho_{C_1}}$和$\overline{\rho_{L_1}}$的算式同式(14)和(15)。

$$\overline{\rho_{C2}} = \left\{\rho_A\left[1+\alpha\left(T_A-T_S\right)\left(1-\frac{C_2}{L_1}\right)\right]-\Delta\rho\right\}\cdot\left[1+\frac{\alpha(T_A-T_S)\frac{C_2}{L_2}}{2}\right] \tag{18}$$

$$\overline{\rho_{L_2}}=\rho_A\left[1+\alpha(T_A-T_S)\left(1-\frac{L_2}{L_1}\right)\right]\cdot\left\{1+\frac{\alpha(T_A-T_S)\left(\frac{L_2-C_2}{L_1}\right)}{2}\right\} \tag{19}$$

式(14)—(19)中 α 为热膨胀系数，$\alpha=3\times10^{-5}$ 1/℃，$\Delta\rho$ 为莫霍面处的密度差，$\Delta\rho=0.43$ g/cm³[29]，(T_A-T_S) 为软流圈和地表的温差，取 $(T_A-T_S)=600$℃是考虑到热传导的滞后，增温主要扩及上地幔和地壳下部（见图1）。首先按快慢二种极端模式求出抬升量 $U_{快}$ 和 $U_{慢}$，然后按下式确定青藏特定岩石圈减薄制式下的热效应系数 β[29]：

$$\beta=\frac{2}{\theta}\cdot\frac{1+\exp(-2\theta)-2\exp(-\theta)}{\exp(-2\theta)} \tag{20}$$

θ是一项与岩石圈减薄速率相关的无量纲参数

$$\theta=\frac{v'L}{k} \tag{21}$$

应用各项已知量，求得青藏地区的 $\theta=5.4688$，及 $\beta=0.3626$，后者用于计算较为接近实际减薄制式的抬升量 U_β

$$U_\beta=U_{快}+\beta(U_{慢}-U_{快}) \tag{22}$$

由此算得的均衡曲线以短虚线表示在图 4 中。

根据图 4 中三条曲线的比较，可将青藏高原的隆升过程大致划分为以下三个阶段：

① 缓慢抬升期（40—20Ma，渐新世初至中新世早期）：挤压应力场，构造抬升的起始阶段，地壳近似均衡，侵蚀与抬升处于动态平衡状态。

② 波状起伏抬升期（20—2Ma，中新世中期至第三纪末）：挤压应力场为主，构造抬升为主要机制，间有短暂的均衡隆升，侵蚀与抬升处于不平衡状态，过度的剥蚀夷平诱发次生的均衡举升潜力，重力均衡负异常积累，地壳质量亏损。

③ 快速隆升期（2—0Ma，第四纪至今）：张驰为主的应力场，均衡隆升为主要机制，侵蚀加剧，但抬升仍为主导过程，重力逐趋均衡。

3．综合的抬升-侵蚀校正

该项校正涉及三个过程：（1）整体隆升和（2）侵蚀夷平的热扰动作用是迭加的，同样使地表温度梯度变陡，热流偏高，（3）构造抬升使壳内原始等温面的间距变大，导致温度梯度变缓，地表热流偏低；可见，二者的热扰动效应部分抵销，抵销的程度需通过数学表达式确定之。图 7 中给出综合抬升-侵蚀过程的 5 种典型情况，T 为地表温度，g 为未经扰动的温度梯度，g' 为大气温度垂向递减率。用上界移动介质的非稳定热传导方程[30]求扰动温度场：

$$\frac{\partial T}{\partial t}+u'\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)=k\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \tag{23}$$

u' 表示上界上移速率，数值上等于视抬升速率，式（23）在初始和边界条件为

当 $t=0$，$z>0$时，$T(z,\ 0)=T_0+gz$ (24)

当 $t>0$，$z=0$时，$T(0,\ t)=T_0+bt$ (25)

时的解为[30]：

$$T=T_0+g(z-u't)+\frac{1}{2}\left(g+\frac{b}{u'}\right)\left\{(z+u't)\,e^{\frac{u'z}{k}}\operatorname{erfc}\left[\frac{z+u't}{2\sqrt{kt}}\right]+(u't-z)\operatorname{erfc}\left[\frac{z-u't}{2\sqrt{kt}}\right]\right\} \tag{26}$$

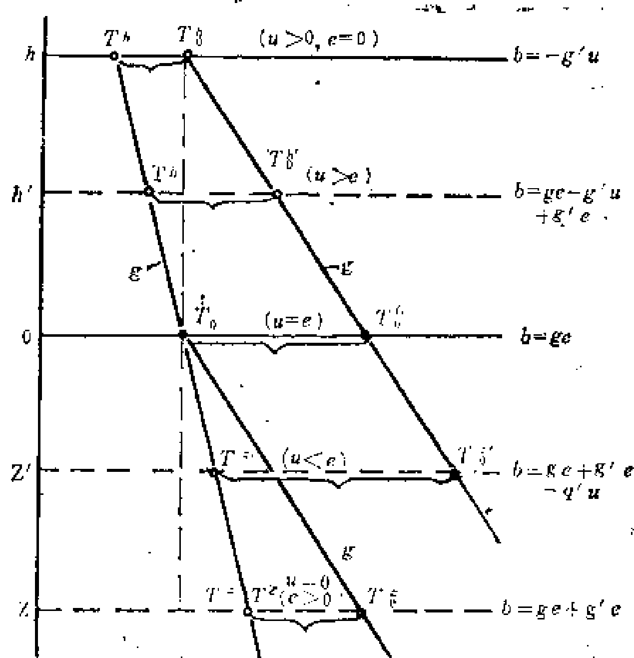


图 7　综合抬升-侵蚀过程对地表温度梯度扰动量的计算图式

Fig. 7. Calculation mode for the thermal perturbation by the integrated upliftərosion

式中T_0为地表温度，b为地表温度变化的速率，图7中的5种情况具有通用的表达式

$$b = ge + g'e - g'u \tag{27}$$

对式（26）微分，可求出$z=0$处的地表温度梯度，经化简后得

$$\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{z=0} = g + \left(g + \frac{b}{u'}\right)\{1 + 4M^2 - 4i^2\mathrm{erfc}M\} \tag{28}$$

其中

$$M = \frac{u't}{2\sqrt{kt}} \tag{29}$$

是表征综合抬升-侵蚀过程的无量参数，t为以u'为平均速率之均匀抬升过程的持续时间。

式（28）中令

$$\phi(M) = \{1 + 4M^2 - 4i^2\mathrm{erfc}M\} \tag{30}$$

并将式（27）代入式（28），化简后得

$$\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)'_{z=0} = g + \left[g + g\frac{e}{u'} - g'\right]\phi(M) \tag{31}$$

由于$g \gg g'$，可写出式（31）的近似式为

$$\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)'_{z=0} = g + g\left(1 + \frac{e}{u'}\right)\phi(M) \tag{32}$$

式中$\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)'_{z=0}$是单纯受整体隆升和侵蚀扰动的地表温度梯度（即未受构造叠合抬升之影响）。

另一方面，考虑叠合抬升对温度梯度的影响可写出

$$\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{z=0}=\frac{g_1}{\tau} \tag{33}$$

τ为地壳增厚的倍率，$\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{z=0}$是三种过程综合扰动后的实测地表温度梯度，$g_1$是仅受整体隆升和侵蚀扰动的地表温度梯度，显然$g_1=\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)'_{z=0}$，由此得综合抬升-侵蚀校正公式为

$$\frac{1}{g}\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{z=0}=\frac{1}{\tau}\left[1+\left(1+\frac{e}{u'}\right)\phi(M)\right] \tag{34}$$

将式（34）应用于青藏地区：（1）若仅考虑第四纪的快速隆升幕，则$t=2$Ma，$e=1$mm/a$=1$km/Ma，$u'=\frac{\Delta h}{t}=\frac{4}{2}=2$ km/Ma，$\tau=2$，得$M=0.25$，$\phi(M)=0.70$，由式（34）求出$\frac{1}{g}\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{z=0}=1.025$；（2）若将青藏隆起视为持续40Ma的均匀抬升过程，则$t=40$Ma，$\bar{e}=0.5$mm/a$=0.5$ km/Ma，$u'=\frac{\Delta h}{t}=\frac{5}{40}=0.125$ km/Ma，$\tau=2.92$$\left(即\frac{D_{t_0}}{D}之比值，见前文\right)$，得$M=0.07$，$\phi(M)=0.3746$，由式(34)可以算出$\frac{1}{g}\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{z=0}=0.98$。上述二种极端情况的计算结果表明：整体隆升-侵蚀夷平构造抬升对实测地表热流值的综合影响趋于互相抵销。

四、青藏高原构造热演化过程中的质量平衡

在近40Ma板块汇聚阶段，在推挤-阻抗、重力-浮力和侵蚀的持续作用下，青藏高原经历了地壳缩短增厚加宽、上地幔底熔消蚀减薄、构造叠升-均衡隆升-侵蚀夷平等构造变形，以及双向加热-地壳重熔-岩浆侵位等热过程；构造热演化的总趋势是：能量集中，质量亏损。因此，演化过程中的质量平衡研究，是评价质量亏损的一个不可忽视的重要方面。

质量平衡概算是依照图8中的简化模式，以拉萨地块的地壳质量平衡为例进行的。图中D，$2D$，l和l'分别代表古今拉萨地块的地壳厚度和南北长度。图中概略数字均取自中国科学院地质研究所编制的1:300万西藏地质构造图。计算中取东西宽1km的条带，并设ρ为常数，则可写出下列质量平衡式

$$Dl\rho=2Dl'\rho+EDl\rho+SDl\rho \tag{35}$$

化简后得

$$S+E=1-2\frac{l'}{l} \tag{36}$$

其中S和E分别为以原始地壳质量的百分分数表示的滑移质量转移量和侵蚀质量亏损量。由式（35）可见，只要求出古拉萨地块的南北长度l，即可求出S和E之和。我们应用表2中6组古地磁数据，按照公式

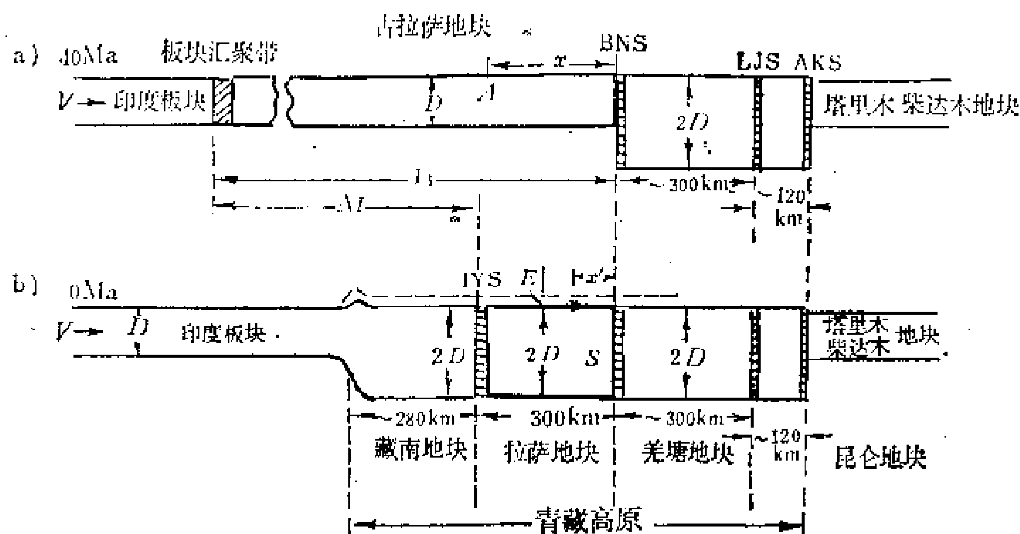


图 8 拉萨地块质量平衡计算的概念性模式

Fig. 8. Conceptual model for mass balance calculation of the Lhasa Block

表 2

地 块	采样地点	年 代	古纬度	现纬度	ΔP	Δx (km)	x' (km)	l (km)	文 献
羌塘地块	安 多	K_2	32.4°N	32.4°N	0	—	—	—	*
拉萨地块	东 巧	E	32.0°N	29.5°N	2.5°	250	40	2175	*
	桑 雄	K_2	30.9°N	20.2°N	10.7°	1070	136	2660	*
	林 周	K_2	30.2°N	19.7°N	10.5°	1050	211	1793	*
	林子宗	E_{1-2}	30.0°N	15.N	15°	1500	232	2240	**
	拉 萨	$K_2—E_1$	29.7°N	12°N	17.7°	1770	264	2311	**
平 均 值								2236±310	

* 周姚秀、陈显尧等未发表数据

** Allègre, C. J. et al., (1984) Ftructure and evolution of the Himalaya-Tilet orogenic belt, (in press).

$$l = \frac{l'(x' + \Delta x)}{x'} \tag{37}$$

求得$\bar{l} \approx 2200$km。式（37）中x'和l'为已知，$\Delta x = x - x'$（见图8）是与纬度差ΔP相当的采样点A的北移距离。由此可求出$v = \frac{l - l'}{\Delta t} = \frac{2200 - 300}{38} = 50$km/Ma，即古拉萨地块南界的北移速度为5cm/a，与印度板块的平均北移速度相当。将$l = 2200$ km代入式(36)，得$S + E = 0.73$，这意味着：目前拉萨地块增厚地壳的质量仅为原始地壳质量的四分之一强，其余约四分之三质量中，一部分亏损于侵蚀夷平（E），相当一部分通过走向滑动质量

迁移（S），移出平衡计算区外（即宽1km条带的二侧），表现为青藏地区在南北挤压应力场长期作用下，地壳既在南北方向缩短增厚，又呈近东西向伸展加宽这种三维的地壳变形特征。显然，E才是真正的地壳质量亏损项，必须从$S+E$的总量中区分出来。为简化计算和图式表示，图9中纵轴直接表示地壳厚度，D_t和D'_t曲线分别为$e=0$和侵蚀以一定方式进行时的地壳增厚过程曲线（在计算D'_t曲线时，取第三节中最佳拟合侵蚀方案时的参数），二者分别按前文式（7）和式（9）算计算之。式（9）中的$(\Sigma E)_t$项由下式表达（推导从略）：

$$(\Sigma E)_t = e_0 l t - \frac{e_0 v}{2} t^2 + \frac{\alpha l}{2} t^2 - \frac{\alpha v}{3} t^3 \tag{38}$$

其中

$$\alpha = \frac{e_{t_0} - e_0}{t_0} \tag{39}$$

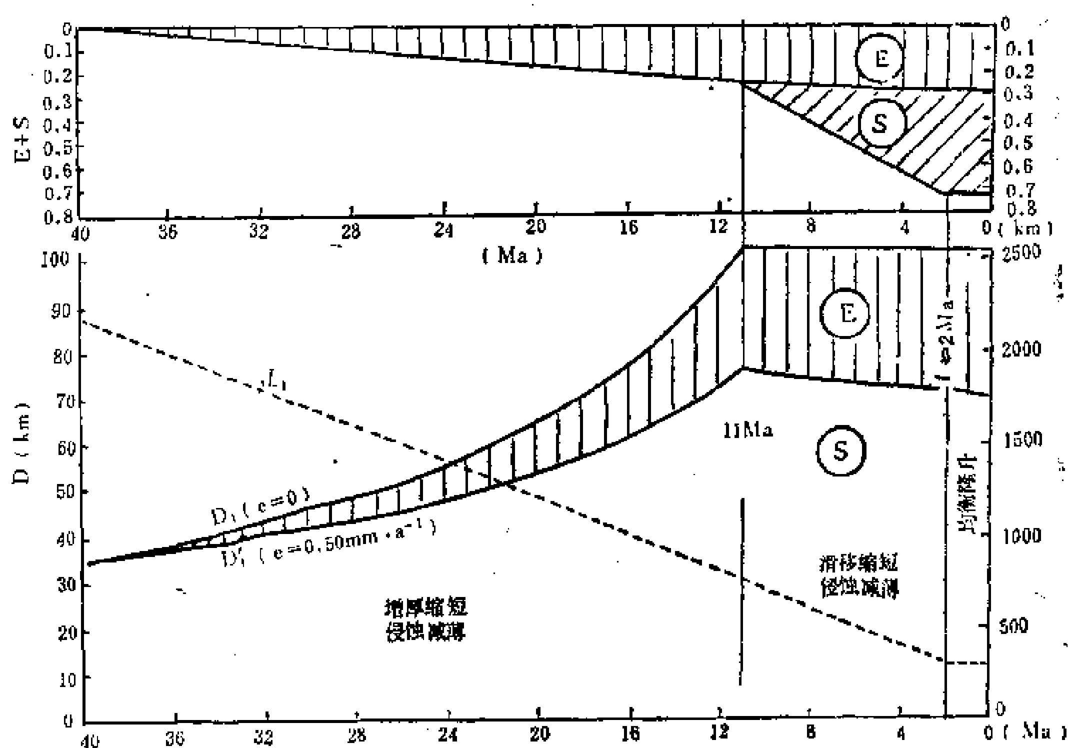


图 9　分项计算E和S项的结果图线

Fig. 9.　Resultant curves of separate calculations of the terms E and S

按式（38）积分求和得$E\approx0.29$；对滑移缩短阶段的验算得$S=0.44$，满足$S+E=0.73$的结果。根据图9，与$S=0.44$相应的地壳缩短量至少为450km，仅为原始地壳长度的20%左右，说明滑移质量迁移一般发生于地壳业已增厚的变形后期。

五、演化参数（代结语）

西藏区域背景热流值：$q_b\approx1.8$—1.9HFU，

上/下地壳起始熔融年代：$t_m\approx2/16$Ma，

藏南最近一次岩浆侵位年代：$t\approx0.5$—1.25Ma，

侵位深度：$h\approx10$—12km，

显著抬升的起始年代：$t_u\approx18$—25Ma，

快速隆升的起始年代：$t_{r.u.}\approx2$Ma，

平均侵蚀速率：$\bar{e}\approx0.5$mm/a，

平均真抬升速率：$u\approx0.6$mm/a，

平均视抬升速率：$u'\approx0.1$mm/a，

受力中性面深度：$x\approx16$km，

地壳增厚倍率：$\tau\approx2$，

岩石圈减薄速率：$v'\approx1.25$km/Ma，

地壳平均缩短速率：$v\approx5$cm/a，

地壳的累计缩短量：$\Delta l\approx1900$km，

$$\left.\begin{array}{l}\text{藉增厚的缩短量：}\Delta l_1\leqslant1450\text{km}\\ \text{藉滑移的缩短量：}\Delta l_1\geqslant450\text{km}\end{array}\right\}\Delta l_1+\Delta l_2=\Delta l,$$

拉萨地块地壳侵蚀质量亏损：$E\leqslant29\%$，

拉萨地块地壳通过走向滑动的质量迁移量（转为近东西向的地壳延展加宽）：$S\geqslant44\%$

参 考 文 献

〔1〕 沈显杰，康文华，李德禄等，科学通报，№14，876-877，1983.

〔5〕 Francheteau, J., Jaupart, C., Shen, X. J. et al., Nature, Vol. 307, 32—36, 1984.

〔6〕 Jaupart, C., Shen, X. J. and Francheteau, J., Phys. Earth Planet. Inter., 1984, (in press).

〔9〕 Roy, R. F., Blackwell, D. D. and Birch, F. Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 5, 1-12, 1968.

〔10〕 Lachenbruch, A. H., J. Geophysical Res., Vol. 75, 3291—3300, 1970.

〔11〕 朱炳泉，地球化学，№3，244—252 1982.

〔11〕 Chen, W. P. and Molnar, P., J. Geophys. Res., Vol. 86, 5397—5462, 1981.

〔13〕 Graham, C. M. and England, Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 31, 142—152, 1976.

〔14〕 Toksöz, M. N. and Bird, P., Tectonophysics, Vol. 41, 181—193, 1977.

〔15〕 Bird, P., J. Geophys. Res., Vol. 85, 4975—4987, 1978.

〔16〕 Johnson, D. C. and White, S. H., Tectonphysics, Vol. 92, 241—252, 1983.

〔17〕 佟伟，章铭陶等，西藏地热，科学出版社，1980.

〔18〕 Dubl, R. K., Indian J. Met. Geophysics, Vol. 21, 290—294, 1970.

〔19〕 Withjack, M. J. Geophys. Res., Vol. 84, 3008—3022 1979.

〔20〕 Houseman, G. A., McKenzie, D. P. and Molnar, P., J. Geophys. Res., Vol. 86, 615—6132, 1981.

〔21〕 滕吉文等，地球物理学报，Vol. 23, 254—268, 1980.

〔22〕 中国科学院地球物理研究所，地球物理学报，Vol. 24, 155—170, 1981.

〔23〕 滕吉文等，地球物理学报，Vol. 26, 525—540, 1983.

〔24〕 Romanowicz, B. A., J. Geophys. Res., Vol. 87, 6865—6883, 1982.

〔25〕 Gupta H. K. and Narain, H., Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 57, 235—248, 1967.

〔26〕 Warsi, W. E. K. and Molnar, P., Colloques Internationaux du C. N. R. S., Vol. 268, 463—478, 1977.

〔27〕 Pines, I. et al., J. Geophys. Res., Vol. 85, 3829—3844, 1980.

〔28〕 Feng, C. C. and Teng, T. L., J. Geophys. Res., Vol. 88, 2261—2272 1983.

〔29〕 Morgan, P., Tectonophysics, Vol. 94, 278-298, 1983.

〔30〕 Carslaw, H. S. and Jaeger, J. C., Conduction of heat in solids, Oxford University Press, London, 510o., 1959.

〔31〕周云生等，青藏高原地质论文专辑，地质出版社，77—89，1982。

〔32〕 Molnar, P. etal., Geophys. J. Geophys. Res., Vol. 88, 4183—4214, 1983.

〔33〕 Chen, W. P. and Molnar, P., J. Geophys. Res., Vol. 88, 4183—4214 1983.

〔34〕 Chun, K. Y. and Yoshii, T., Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 67, 735—750, 1977.

〔35〕 张立敏，姚振兴，地球物理学报，Vol. 22, 299—303, 1979.

〔36〕 冯锐，何正勤，地球物理学报，Vol. 23, 291—297, 1980.

〔37〕 中国科学院青藏高原综合科学考察队，科学出版社，1981.

〔38〕 Kai, K., Geochem. J., Vol. 15, 63—68, 1981

〔39〕 Metha, P. K., Tectonophysics, Vol. 62, 205—217, 1980.

〔40〕 Wang, C. Y. et., Nature, Vol. 298, 553—556, 1982.

〔41〕 Zeither, P. K. et al., Nature, Vol. 298, 255—257, 1982.

〔42〕 Hamet, J. and Allègre, C. J., Geology, Vol. H 470—472, 1976.

〔43〕 Virk, H. S. and Kaul, S. L., J. Phys. Earth, Vol. 25, 177—186, 1977.

〔44〕 Steiger, R. H. and Jaeger, E., Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 36, 359—362, 1977.

〔45〕 Kaneoka, I. and Kono, K., J. Geophys. Res., Vol. 49, 207—211, 1981.

CRUST AND UPPER MANTLE THERMAL STRUCTURE OF XIZANG (TIBET) INFERRED FROM THE MECHANISM OF HIGH HEAT FLOW OBSERVED IN SOUTH-XIZANG

Shen Xianjie

(Institute of Geology, Academia Sinica, Beijing)

Abstract

Starting with interpreting high heat flow observed in South-Xizang, this paper discusses the enhancement of radiogenic heating in crust with crustal thickening, and the reinforcement of basal heating with lithospheric thinning during continental convergence. On the basis of transient heat transfer calculation of such bilateral heateral heating the following preliminary conclusions were obtained; 1 favourable conditions for partial melting of the granitic part of the lower crust emerged about 16Ma. b. p. marking the original formation of mushroomshaped magmatic source regions of crustal remelting; 2 tje base of the upper crust reached melting temperature about 2 Ma. b. p. followed by gradual occurence of a regional scale partially molten layer; and

3 gradual up-moving of magmatic souree regions with uppermost tectonic emplacement to a depth about 10km from the surface, etc. It was concluded therefore that a recent intrusive emplacement of granitic magma of crustal origin to depths about 10–12km 0.5—1.25Ma. ago was the responsible deep-seated thermal bacground for the high heat flow observed in South-Xizang. A successful inversion of sharp lateral variation of the observed heat flow was realized through a finite element simulation of the transient response of a slab-shaped heat source of finite dimension. The results stress on the controlling mechanism of the edge-effect of a subsurface heat source region over the distribution of surface heat flow. Finally, a conceptual multi-level crust and upper mantle thormal structure model is proposed for a brief interpretation of the magma evolution, hydrothermal activities, focel depth distribution and seismic wave propogation features, etc. ,

西藏南部地区古地磁的初步研究
—兼论藏南的地质构造演化

周姚秀①，鲁连仲①，陈显尧①，袁相国①，
邢历生②，V·库尔提约③

青藏高原的古地磁研究是中法合作项目“喜马拉雅地壳与上地幔的形成与演化研究”的重要组成部分。主要目的是通过测定西藏高原上不同地区，不同时代岩石的天然剩余磁化强度矢量，来了解西藏陆块的形成与演化，期望给出西藏高原形成的动力学模型。

从1980年至1982年，中法双方古地磁工作者共同在西藏雅鲁藏布江两侧，一百多个采样点上，采集了约1千块定向标本。此外，我们自己又单独采集了一部分标本。标本的时时包括古生代，中生代与新生代。由于种种原因我们目前还只完成其中一小部分标本的研究工作，中法双方先后发表了几篇文章[1],[2],[3],[4],[5],[6],[7]。这篇文章公布目前所取得的古地磁结果，并结合西藏南部的地质情况，探讨地质造构的演化过程。

高峻的喜马拉雅山，辽阔的青藏高原组成了“世界屋脊”，以它独特的地形，地貌，复杂的地质构造，多少年来一直吸引着中、外地学工作者，前仆后继、坚韧不拔地为揭开高原形成的秘密而献身。从1974年起，中国的古地磁作者也开始加入这一破“谜”行列，先后做了一些另星的工作[8],[9]。这次中、法合作，为了研究雅鲁藏布江缝合带存在的证据，拉萨地块与喜马拉雅地区的运动规律，在雅鲁藏布江两侧比较系统地采集了从古生代到新生代地层的古地磁标本。

一、地质[10]与采样

这次研究的区域范围：南起喜马拉雅山，北至唐古拉山，主要沿中尼友好公路及青藏公路两侧，径度方向东至嘉黎县，西至聂拉木（见图1）。我们将本区主要分成两个构造区，大致以雅鲁藏布江为界，其南为喜马拉雅构造区，其北为拉萨地块。

喜马拉雅构造区从南到北，地层时代大致由老到新，沿喜马拉雅山脉主脊完全由结晶岩系组成，而聂拉木附近为近东西向线型的紧闭褶皱，且以伴随着逆冲断层为特征。在康山桥以南多为一系列向北倾斜的同斜褶曲，而在康山桥以北两翼产状反复变向，呈相对开阔的褶皱。定日一岗巴一线以南主要由一套自寒武纪、奥陶纪至始新世的浅海相地层，其中石炭系和二叠系含冈瓦纳相地层（冰海相杂砾岩，*Stepanoviells*动物群及舌羊齿植物群）。定日一岗巴一线以北的三叠纪中晚期开始发育了类复理石和复理石相沉积，内含多层中基性火山岩和放射虫硅质岩。侏罗纪与白垩纪为一套砂泥质夹火山岩及硅质岩沉积。

① 地质部物探研究所
② 地质部地质力学研究所
③ 法国巴黎地理物理研究所

表1 古磁性与古地极位置数据

Table 1. Data of paleomagnetic directions and pole positions

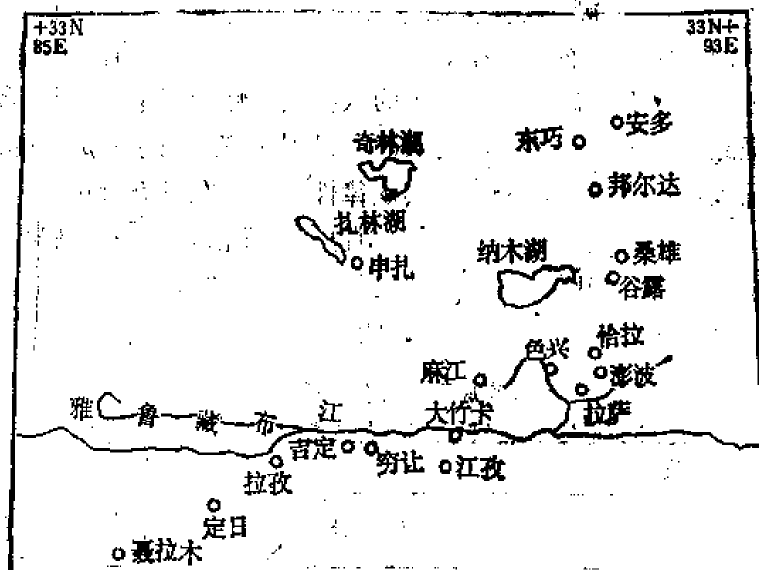
编号	岩石方面资料 rock units studied					directions of magnetization 磁性方向				极性	古地磁极 paleomagnetic polea			
	采样位置	座标	岩性	时代	样品数	Dm	Im	K	α_{95}	polarit	ϕ'	λ'	δm	δp
1	东巧	32.2N, 91.5E	红色砂岩	N	11	329.8	48.5	10.5	11.2	+	3.7E	64.8N	14.7	9.6
2	澎波	30.0N, 91.2E	安山岩	E	5	308.7	33.0	36.2	18.4	+	359.0E	42.0N	11.8	6.7
3	设兴	29.8N, 98.8E	凝灰岩	E	5	333.5	22.9	11.0	18.9	+	330.4E	59.6N	20.0	10.6
4	麻江	29.8N, 98E	凝灰岩	E	3	328.3	21.0	61.7	10.3	+	334.0E	55.0N	10.8	5.7
5	谷露	30.7N, 91.5E	红色砂岩	E	4	316.4	31.1	16.8	17.1	+	352.4E	48.0N	19.1	10.7
6	澎波1	29.9N, 91.3E	红色砂岩	K_2	10	349.5	35.6	46.5	6.7	+	316.7E	76.0N	9.8	4.5
7	澎波2	29.9N, 91.3E	红色砂岩	K_2	8	347.8	35.4	6.9	21	+	321.0E	74.9N	24.3	14.5
8	桑雄	31.0N, 91.5E	红色砂岩	K_2	11	345.7	37.2	135.8	3.7	+	326.3E	73.6N	4.3	2.5
9	巴尔达	31.6N, 91.6E	红色砂岩	K_2	4	348.3	33.1	49.8	10.6	+	328.6E	67.4N	12.8	6.8
10	大竹卡	29.6N, 89.3E	凝灰岩	K_2	8	334.8	38.8	21.2	12.2	+	346.9E	66.2N	14.5	8.6
11	申扎	31.0N, 88.7E	泥砂岩	C	12	172	−37.0	28.0	7.6	−	122.2E	76.2S	9.8	5.0
12	申扎	31.0N, 88.7E	灰岩	S	4	292	−45.0	333.0	4.0	+	324.9E	3.3N	4.8	3.0
13	定日	28.8N, 87.0E	红色砂岩	E	4	317	9.1	17.0	17.0	+	334.5E	42.6N	17.1	8.7
14	江孜	29.1N, 89.8E	红色砂岩	K_2	14	344.5	−8.9	122.7	5.2	+	296.4E	53.3N	5.2	2.6
15	穷让	29.2N, 88.9E	砂岩	K_2	10	339.5	−4.7	16.8	10.8	+	304.3E	52.9N	10.8	5.4
16	拉孜1	29.2N, 87.7E	红色砂岩	K_2	4	331	−6.0	45.3	14.0	+	314.0E	47.4N	14.1	7.1
17	拉孜2	29.2N, 87.7E	红色砂岩	K_2	7	297	−9.0	19.0	15.0	+	340.6E	20.9N	15.8	8.0
18	聂拉木	28.4N, 86.1E	砂岩	C	9	164	−14.0	39.0	7.0	−	160.9E	74.8S	9.0	6.0
19	聂拉木	28.4N, 86.1E	砂岩	D	6	196	−52.0	17.0	12.0	−	335.1E	75.6S	7.7	4.7

在近蛇绿岩带时，常常具有构造混杂的现象。

拉萨地块，古生代地层的连续剖面见于申扎地区，自奥陶系至二叠系，也是一套以浅海相的碳酸盐岩和碎屑岩沉积为主，地层发育情况类似于喜马拉雅地区，但不甚稳定。晚古生代的含砾板岩和含*Stepanoviella*动物群以及早二叠世早期含*Lytolasina*动物群的沉积，代表冈瓦纳地层。中生代地层在拉萨地块发育良好。拉萨与林周地区广泛地发育白垩纪中期的塔克那组和设兴组的紫红色砂岩，晚白垩世至老第三纪的林子宗组火山岩（安山岩、流纹岩）不整合地覆盖其上。

喜马拉雅区和拉萨地块之间为雅鲁藏布构造变动带，这个带含有放射虫硅质岩等深海沉积，镁铁质火山岩，镁铁质岩和超镁铁岩组成的蛇绿岩；有含二叠纪灰岩岩块在内的，主要是晚白垩世形成的构造混杂岩。

从研究任务出发，分别在雅鲁藏布江南北的喜马拉雅地区与拉萨地块上采集了不同时代的标本，采集点分布情况见图1：江南在聂拉木地区的亚里一带采集了上泥盆世的页岩与砂岩；下石炭世底部的灰岩与砂岩；在定日，拉孜，日喀则与江孜采集了中晚白垩世的红色砂岩与杂砂岩标本；在定日采集了早第三纪的红色砂岩标本等。而在江北，在申扎地区的永珠—永珠桥一带采集了下志留世的灰岩和石炭系的砂岩；在澎波、桑雄，巴尔达等采集了中晚白垩世的红色砂岩标本；早第三纪的标本有澎波的安山岩，设兴，麻江的凝灰岩及谷露的红色砂岩。采样工作基本上采用轻便取样钻钻取$\phi 2.5$mm的岩心，在交通不便的地方采取少量的手标本。一般分别采用磁性罗盘与太阳罗盘共同定向，岩层产状均多次测定。



是采用捷克制造的JR-4旋转磁力仪测量，美国Schöatedt公司制造的“TSD-1”型热退磁仪与交变退磁仪上退磁的，部分样品是在北京十三陵古地磁实验站英国制造的Digico旋转磁力仪上测量，在澳大利帮助做的热退磁仪上退磁的。对于参加统计的全部样品都进行系统的退磁工作，并绘制了Zijderveld矢量图[11]。对于本区的各类岩石样品，似乎交变退磁的作用不太好，所以我们基本上采用系统热退磁。对于红色砂岩与火山岩都能获得的稳定成分。为了能在野外情况下也检验磁稳定性，我们对于部分地层作了褶皱检验，都取得良好的效果。此外，为了进一步确定红色砂岩与火山岩中所含的主要磁性矿物，采用在不同磁化场磁化后测量其正常剩余磁性（IRM）方法，这项工作是在法国斯特拉斯堡古地磁实验室做的，最大磁化场可升到17000（1000/4π）A/m，这种试验结果表明，火山岩中主要磁性矿物成分一般为磁铁矿；而对于红色砂岩，其主要磁性矿物一般是赤铁矿。这些方面的详细情况我们将在另文中作报导。[12][13][14]

表1为本文的古地磁测量结果，在这张表上列出了标本的产地、岩性、时代、古地磁方向，古地磁磁极位置及测量精度等。从该表上可以看出，藏南地区不同时代的磁偏角（D_m）均稍小于360°，说明它在其地质历史上都曾或多或少地经历过逆时针方向的转动。再仔细分析一下，拉萨地块晚白垩世的磁偏角约为340°，而老第三纪约为320°，这样，似乎从晚白垩世以来，拉萨地块逆时针方向旋转了约20°，而第三纪以来旋转了约40°，老第三纪反而比晚白垩世作了更大的旋转。按理、在同一块体上，老第三纪地层旋转时，那么比它先形成的白垩纪地层也必然随同作同样的旋转，而事实上白垩纪以来比老第三纪以来旋转的角度小。那么，这只能推测在白垩纪时或之前，拉萨地块在某种地质运动的作用下，曾作过一段顺时针方向的转动，然后才和第三纪的运动合拍。再来看一下磁倾角（I_m），白垩纪以来，拉萨地块上岩石的磁倾角全是正的（在正极性情况下），而雅鲁藏布江南的喜马拉雅地区，白垩纪及以前的磁倾角均是负的，只到了第三纪才变成正的。如通过磁倾角进一步计算出古纬度，就会更明显地看出其规律性，这将在下面讨论。

不同时期的平均古地磁极位置列表2，其中也列入了前入的一些结果。从表2上可以看出，对于拉萨地块在新第三纪时，其古地磁极位于东径3.7°；北纬60.0°；老第三纪的古地磁极为东径345.0°，北纬51.7°；晚白垩世的为东径330.0°；北纬67.8°；志留纪的为东

表 2　西藏高原不同时代的平均古磁极位置

Table 2　Pole positions for different ages from the Xizang

拉萨地块				喜马拉雅地区			
时代	古地磁极(°)		资料来源	时代	古地磁极(°)		资料来源
N	3.7E	64.0N	本文	N_2	284.0E	82.0N	朱志文
E	345.0E	51.7N	本文	E	334.5E	42.6N	本文
K_2	330.0E	67.8N	本文	K_2	316.0E	45.9N	本文
S	324.0E	3.3N	本文	J_3	329.0E	7.0N	朱志文

径324.0°；北纬3.3°。而喜马拉雅地区的新第三纪的古地磁极位置为东径204.0°；北纬82.0°；老第三纪的为东径334.5°北纬42.6°；晚白垩世的为东径316.0°；北纬45.9°；晚侏罗世的为东径329.0°；北纬7.0°；根据这些数据作成极移迹轨，绘成图2。图2上还引入欧

洲，北亚及印度相应时代的极移轨迹[15]作对比。从图上可以看出，在早中生代之前，不论拉萨地块，喜马拉雅地区或印度大陆，它们的古地磁极位置都比较接近，其北磁极位置大致分布在东经300°左右的赤道附近，后来才逐渐地向现代北磁极方向移动，拉萨地块先接近现代的位置。至于欧洲北亚大陆，其极移轨迹则完全是另外的路线。

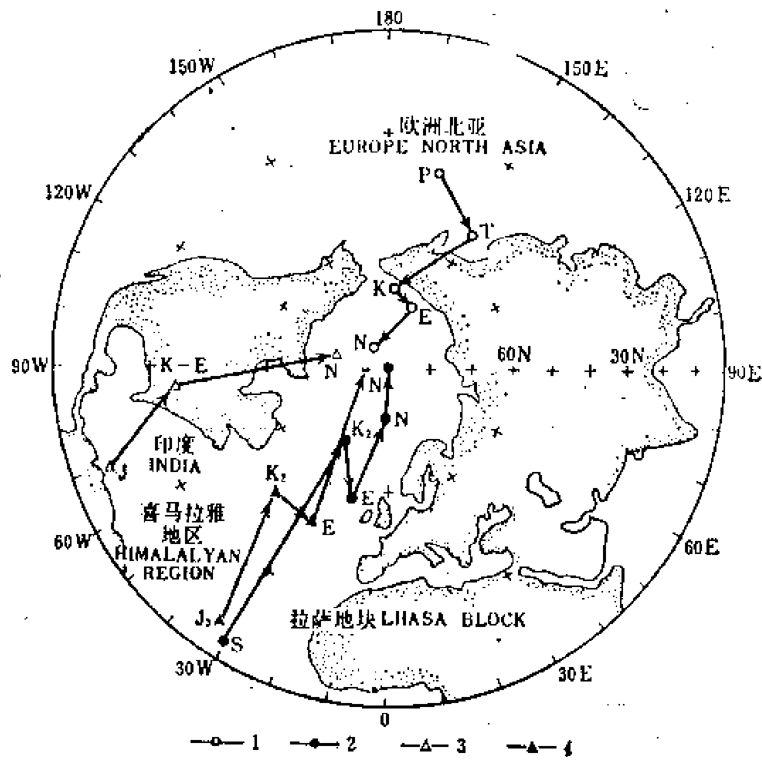


图 2 极移轨迹图

1—欧洲、北亚；2—拉萨地块；3—印度；4—喜马拉雅地区

Fig. 2. Map of polar wandering path

1—European, Nouth Asia; 2—Lhasa block; 3—Indian; 4—Himalayan.

如果我们将各地区，各时代所处的古纬度都归算到以拉萨（90°E，30°N）为参考点上，列成表3，绘成图3，那么就可以比较各地区的古纬度随时间的变化关系。图3上欧亚大陆部分是根据E·Iriving和Harrison的资料绘制的[15]；印度板块是按海洋磁异常资料绘制的[61]。从表3和图3上均可明显看出，欧亚大陆从白垩纪以来，不论是E.Iriving的资料或Harrison的资料，其古纬度变化均不大，约处在北纬30°左右的位置上，说明这时的欧亚大陆（主要资料来自欧洲和亚洲北部）基本上处在目前的位置，且相对稳定。而拉萨地块，喜马拉雅地区及印度板块则和欧亚大陆在这一时期的所处古纬度就不太一样。拉萨地块由于缺乏二叠纪，三叠纪的古地磁资料，所以只好按照侏罗纪和白垩纪的资料追溯。假定从侏罗纪到中晚白垩世，拉萨地块从南而北的年平均速度（约5cm/a）能代表从离开南大陆到达亚洲大陆南缘的总体运动的平均速度，那么拉萨地块约在200Ma前就开始作北向运动，也就是说，拉萨地块约在三叠-侏罗纪时脱离南大陆，每年以5cm的平均速度运动到亚洲大陆南缘。而喜马拉雅地区和印度板块的古纬度随时间的变化相当一致，约在白垩纪中期才开始离开冈瓦纳大陆作北向运动，每年平均速度约为8cm，早第三纪时才到达亚洲大陆南缘与拉萨地块汇合，当时汇合处的古纬度约在北纬15°左右。

表 3 西藏高原古纬度数据

Table 3. Paleolatitude data from Xizang Plateau

拉萨地块（参考点90°E，30°N）						喜马拉雅地区（参考点90°E，30°N）					
地区	时代	古纬度	参考点古纬度	平均	备注	地区	时代	古纬度	参考点古纬度	平均	备注
东巧	N	29.5N	23.5N	23.5N		帕里	N_2	24.4N	26.6N	26.6N	朱志文
澎波	E	18.0N	18.9N			定日	E	4.6N	3.7N	3.7N	
设兴	E	12.0N	12.4N			江孜	K_2	4.5S	3.6S		
麻江	E	11.0N	11.0N			穷让	K_2	2.3S	1.9S		
谷露	E	16.8N	17.2N	14.9N		拉孜1	K_2	3.0S	3.1S	3.1S	
澎波1	K_2	19.7N	20.0N			拉孜2	K_2	4.5S	6.2S		朱志文
澎波2	K_2	19.5N	19.9N			江孜	J_3	23.0S	22.4S	22.4S	朱志文
桑雄	K_2	20.8N	20.1N			土隆	T	24.0S	25.1S	25.1S	
巴尔达	K_2	18.0N	16.8N			聂拉木	C	23.5S	24.1S	24.1S	
大竹卡	K_2	21.9N	22.2N	19.8N	朱志文	聂拉木	D	32.6S	35.0S	35.0S	
拉萨	J_3	1.0S	1.0S	1.0S							
申扎	C	20.6S	19.6S	19.6S							
申扎	S	26.6S	28.8S	28.8S							

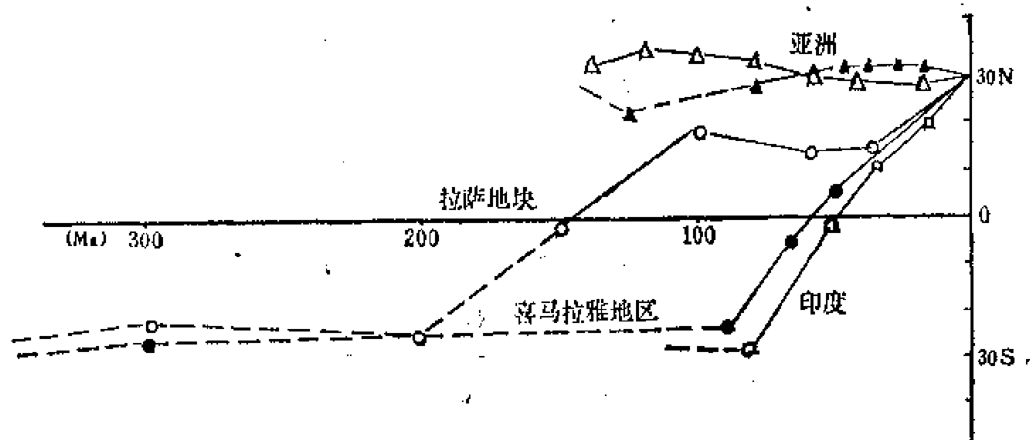


图 3 亚洲、印度、拉萨地块、喜拉马雅地区不同时代的纬度位置

（换算到参考点30°N，90°E）

Fig. 3. Paleolutitute of different period of Asia, India, Lhasa block and the Himalayan region.

(reference 90 E, 30 N)

三、古地磁资料的地质意义

将拉萨地块和喜马拉雅地区已经取得的古地磁资料和现有的欧亚大陆及印度板块等的古地磁资料[18]结合起来，共同分析，能对这两个地区的地质构造演化历史作出概略的认识。

在古生代时，不论拉萨地块还是喜马拉雅地区都处于南半球，这说明这两个地区于寒武—奥陶纪时均有一套以浅海相的碳酸盐岩和碎屑岩沉积为主，地层发育相似，而晚古生代都有含砾板岩和含*Stepanorielle*动物群及舌羊齿植物群的沉积等就不足为奇了。然而，由

于西藏高原上古生代古地磁资料太少，又缺乏极为重要的二叠纪及三叠纪的数据，这对于更确切地解释就带来极大的困难。但从目前已得到的结果来看，藏南地区古生代的古纬度约为南纬25°左右，这似乎和印度及原冈瓦纳大陆上的古地磁结果还有一些差异，而它们均处于南半球的高纬度区域。这种差异的存在的真实性尚不清楚，或本来就是如此。藏南古生代时虽属南大陆，但与冈瓦纳大陆尚有一定的距离，之间的距离因相隔海的萎缩或陆地的大规模短缩使之消失；或这样差异根本不存在，而是由于数据太少及精度不够造成的人为误差。这方面有待于今后作更多的古地磁研究，尤其是应做二叠纪古地磁研究来进一步证实。

在三叠—侏罗纪时，拉萨地块开始作从南而北的运动，运动的速度是否均匀目前尚不清楚，只能粗估，大致的每年5cm的平均速度作北向运动。约在上侏罗世时，拉萨地块到达赤道附近，白垩纪中期就到达亚洲大陆南缘，当时的古纬度约为北纬19°。从白垩纪中期到第三纪印度板块碰撞前，拉萨地块可能曾作过一段南向运动，约向南运动了纬向距离5°。在南向运动的同时，也曾伴随着发生相对顺时针方向的转动。这种南向并伴随着顺时针方向转动的运动可能是由于非洲板块在作北东向挤压推移时的旁侧影响所致（如图4所示）。这种现象在中国的华南地区及其东南亚的老第三纪、白垩纪地层上都曾观察到。在印度板块和欧亚大陆碰撞后，处于正面碰撞东面的华南地区和东南亚地区，都观察到许多左旋的走滑断层大幅度位移，其较老的地层均发生不同程度的顺时针方向转动，如中国云南省下关附近的白垩纪地层曾顺时针方向转动约30°左右，（据程国良告知）。而在东南亚地区，在晚中生代以来，顺时针方向旋转了20多度，第三纪以来顺时针方向转动了约10°[17]。当然，是否还存在另一种可能解释：当拉萨地块向北运动的力源枯竭后，由于原来长期向北挤压而使地层的压应力非常集中，一旦外来力源消失，则地层处于松驰阶段，出现一种反弹现象，使地层产生局部的反向运动，以期达到力的平衡。不过这种反弹力能否产生如此规模的南移和旋转是值得探讨的。

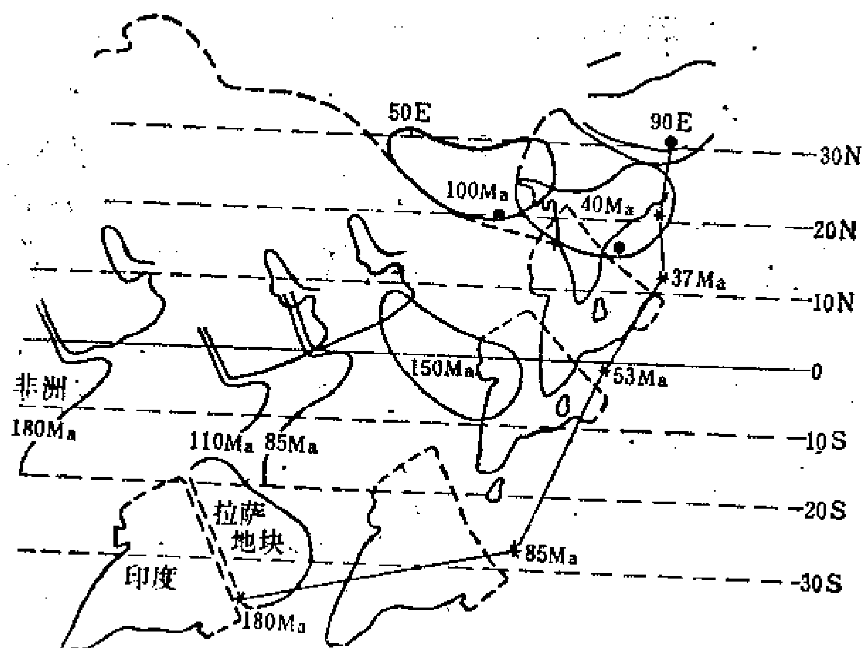


图 4 非洲、印度与拉萨地块相对于亚洲大陆的运动

Fig. 4 Drift of Africa, India, and Lhasa block relative to Asian continent

看来，从早中生代以来，欧亚大陆和南大陆之间存在着一个辽阔的海洋，该海洋称之为新特提斯海。这海洋曾发育到相当规模，若以欧亚大陆的南缘为北纬19°，而南大陆的北缘为南纬25°，那么该海洋的纬向距离则为44°，纬向宽度约近5000km。直到早第三纪末，印度大陆与欧亚大陆发生碰撞时，新特提斯海才完全封闭。

喜马拉雅地区连同印度大陆于白垩纪中期才从冈瓦纳大陆上分离出来，开始作北向运动。到了早第三纪通过赤道附近继续向北运动，约在老第三纪末到达亚洲大陆南缘，而和欧亚大陆碰撞，碰撞的位置约在北纬14°。然后带着亚洲大陆的南端（如拉萨地块）一同向北运动，一直运动至今，到达北纬30°的位置。这样，从印度大陆和欧亚大陆碰撞至今，青藏高原的地壳在印度板块的挤压下，纬度方向约短缩16°，也就是说，从印度大陆和欧亚大陆碰撞以来，青藏地壳约短缩了1800km，可能这是青藏高原地壳加厚、地形隆升的主要原因。

最后，我们根据古地磁资料和其他地质、地球物理资料绘制了一张西藏地壳形成与演化模式的示意图（图5）。

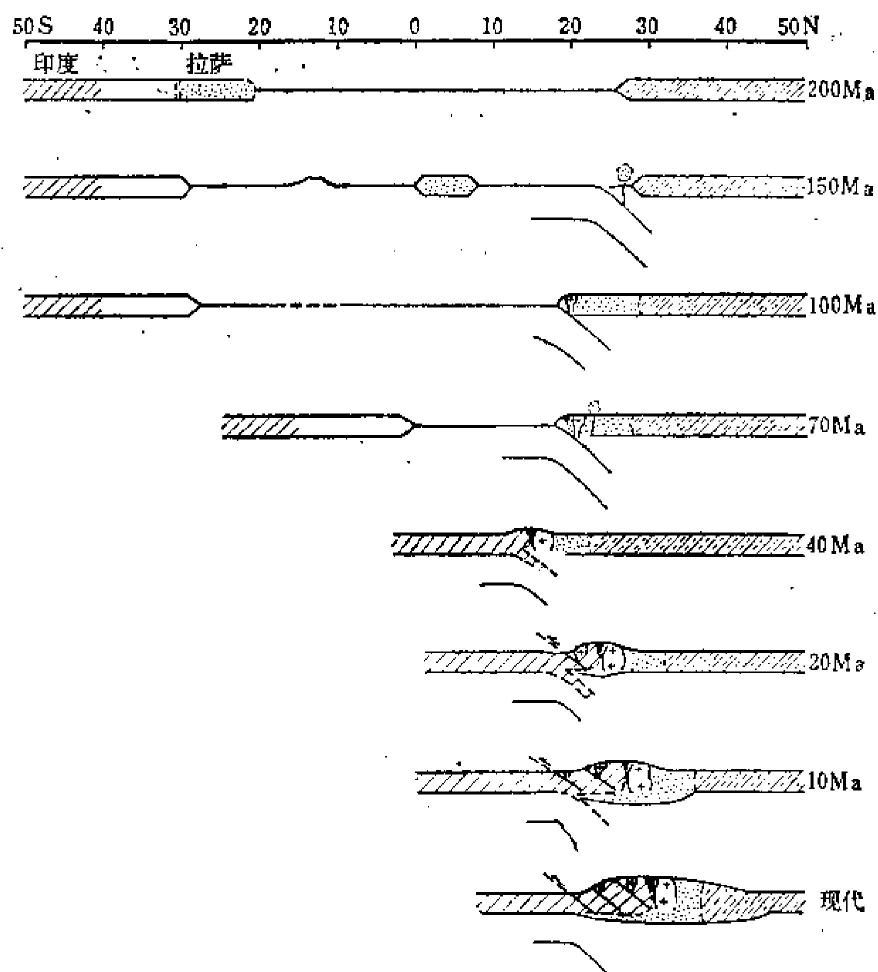


图 5 西藏地壳的形成与演化模式图

Fig. 5. Formation and tectonic evolution of the Tibetan crust

四、几点初浅认识

通过西藏高原部分标本的古地磁测定，并结合欧亚大陆，印度等已有的古地磁资料，提出如下几点初步认识：

1．雅鲁藏布缝合带存在的古地磁证据是确凿的、它是一条印度板块和欧亚板块于早第三纪时碰撞形成的缝合线，但不是冈瓦纳大陆和欧亚大陆原始分界线；

2．古生代时，现在处于雅鲁藏布缝合带以北的拉萨地块，以南的喜马拉雅地区连同印度大陆基本上同属冈瓦纳古陆，当时的地理位置约为南纬30°附近。也就是说，冈瓦纳古陆的北界应该还在拉萨地块以北；

3．拉萨地块比印度板块先从冈瓦纳古陆上分离出来。拉萨地块离开冈瓦纳古陆的时间应在晚侏罗世之前，推测可能在晚三叠世，而到达亚欧大陆南缘的时间约在白垩纪中期，当时其古纬度约在北纬19°。后因在非洲板块北东向挤压推移下，使当时亚洲大陆南缘缓慢地向南东方向蠕动了纬向距离5°；

4．喜马拉雅地区的运动规律、方向与速度和印度板块基本一致，所以它在地质历史上，可能就是印度古大陆的一部分。这个地区（连同印度大陆）约在早白垩世时才离开冈瓦纳古陆作北向运动，直到早第三纪末时，约在北纬14°处与欧亚大陆碰撞，带动拉萨地块继续作北向运动；

5．不论拉萨地块或印度板块、在作北向运动的过程中，在总体上都曾作过逆时针方向的旋转运动。而拉萨地块在到达亚洲大陆之后，印度板块碰撞之前，可能曾作过一段顺时针方向转动；

5．中生代时，冈瓦纳古陆和欧亚大陆之间存在着辽阔的新特提斯海，该海的宽度约达 5000km，直到晚第三纪时才完全封闭；

7．印度大陆和亚洲大陆发生碰撞后，印度板块向欧亚板块俯冲作用逐渐停止，但印度洋脊的扩张力和印度板块的惯性力仍然存在，所以北向运动继续存在，只是运动的速度变缓，俯冲的消减作用逐渐被地壳的短缩作用所取代。从碰撞至今，拉萨地区的纬度方向北移了约16°，如果这是单一地由地壳短缩所致的话，那么，青藏地壳将短缩了近1800km，这可能是造成青藏高原地壳加厚，地势隆升的主要原因。

以上这些初步认识还非常粗浅，是否全部合乎实际情况，还有待于今后地质 地球物理资料的补充，尤其是古地磁资料的积累，因为目前在西藏完成的古地磁测量与取得的数据还很不够，许多已采集的标本也因种种原因而来不及测量，更不用说有更多应该采样的地层与时代而未采样，随着工作的不断深入，就会发现一些认识需要补充、修正、一些认识可能还是错误的，希望地学界的朋友们予以指出。

参 考 文 献

1．Pozzi, J. P., M. westphal, Y. X. zhou, L. S. Xing, and X. Y. Chen, The, The position of Lhasa block (South Tibet) during lata Crataceous time, oew paleomagnegnetic results, Nature 29? p319—321, 1982

2．周姚秀、鲁连仲、袁相国，V. courtillot, J. Achache. 桂林会议 西藏古磁的新结果—对拉萨地块运动的初步认识，中法喜马拉雅地质科学讨论会论文摘要(1982)

3．邢历生、周姚秀、陈显尧，M. westphal, Pozzi, J. P. 西藏拉孜地区上的白垩系地层的古磁研究

4. Achache. J., V. Courtillot, Y. X. zhou, L. z. lu and X. G. Yuon. The paleolatitude and geographical extent of Southern Tibet in middle-Cretaceous. New paleomagnetic data, in proceedings. Ccop workshop on paleomagnetic research in southeast and Eest Asia, Kuala-lumpur. 5 March 1982. Edited by J. Briden in press.

5. Courtillot. v., J. Achache and Y. X. Zhou, The paleo latitude and geographical extent of the Lhasa block in middle Cretaceous time, Eos, 63, 45. P. 1093, 1982.

6. Westhal. M, J. P., Pozzi, Y. X. zhou, L. S. Xing and X. Y. chen, Paleomagnetic data about southern Tibet (Xizang) -I. The Cretaceous formations of the Lhasa block, Geophys. J. R. Astron. Soc, 73, P507—521, 1983.

7. Westphal. M, and J. P. Pozzi, Paleomagnetic and plate tectonic constraints on the movement of Tibet, Tec tonophysics, 98. P1-10, 1983.

8. 朱湘元、刘椿、叶素娟、林金录，西藏林周地区红层的天然剩余磁性和印度洋板块的北向移动 地质科学 1977年1月

9. 朱志文、朱湘元、张一鸣，西藏高原古地磁及大陆漂移 地球物理学报 1981、Vol 24.No 1.

10. 雅鲁藏布江缝合带地质构造特征一地质旅行简介 西藏地质局 西藏地质学会 1982.4

11. Zijderveld, J. D. A, A. C. Demaguetization of rocks; analysis of results, in; Methods in paleomagnetism, Edited by by D. W. collinsou, K. M. Creer and S. K. Runcon, Elsevier, Amsterdam, P254—286, 1967

12. 周姚秀、袁相国，雅鲁藏布江两侧白垩纪地层的古地磁研究（未刊）

13. 周姚秀、袁相国，雅鲁藏布江两侧老第三纪地层的古地磁研究（未刊）

14. 陈显尧、鲁连仲：西藏聂拉木和申扎地区古生代地层的古地磁研究初步结果，地球物理学报，第28卷 增刊1，1985，P.211—218

15. 见后

16. P. Patriat, J. segautin, R. schlich, J. Goslin, J-M. Auzende, P. Beuzart, J. Bonnin et J-L olivet Les mouvements relatits de L'Inde, de L' Afvique et de L'Eurasie, Bull Soc geod, France. 1983(7)t. XXIV. n°2, P. 363-373.

17. Achache. J., V. Courtillot and J. Besse, palec magnetic coustraints on the late Cretaceous and Cenozoic tectoincs of Southeastern Asia, Erath planet, sci lett, 63, 123—136, 1982

18. Chris T. Klootwijk, A. Review of paleomagneeic Data from the Indo—Pakistani Fragment of Gondwanaland, Geodynamics of Pakistan, Geological survey of Pakistan Quetta, 1979.

15. E. Irving, paleomagnetism and its Application to Geological and Geophysical problems. John Wiley and Sons Inc, New York/London/Sydney 1964.

PELEOMAGNETIC STUDIES OF THE XIZANG (TIBET) PLATEAU

Zhou Yaoxiou[①] Lu Lianzhong[①] Chen Xianyao[①]
Yuan Xiangguo[①] Xing Lisheng[②] V. Courtillot[③]

Abstract

During the execution of the Sino-French joint investigation on "the Formation and Euolution of the Himalayan crust and upper mantle", oriented samples from Paleozoic, Mesozoic and part of Cenozoic formations were collected on either side of the Yarluzangbo River in the vast region from Nya-

lam to Shenzha and Amdo. All technically measureable specimens were thermally cleared using stepwise demagnetization procedures. AF demagnetization method was done on a few specimens. Whenever neccessary, a fold test was also done. In this way we have been able to identify a considerablc amount of information about primary remanent magnetization.

The following conclusions arc derived from the paleomagnetic studies in Tibetan Plateau:

1 There is positive paleomagnetic evidence to confirm the existence of the Yarlungzangbo suture zone, which is the suture zone formed during the Paleogene between the Indian and Eurasian plates rather than a boundary betveen Gandwana and Laurasia.

2 During Paleozoic time, the Lhasa block situated to the north of the Present-day Yaclung-Zangbo suture zone, along with Himalaya region and the Indian continent to the south, was associated with the Gondwana, with a paleolatitude of about 30°S, which suggests that the boundary between Gondwana is somewhere to the north of the Lhasa block.

3 The Lhasa block had been separeted from the major part of the Gondwanaland at an earlier time than the Indian plate. It is estimated that the Lhasa block had moved away from Gondwana well before the Late Jurassic, as compared with the Indian plate which had possibly done so during the Early Cretaceous.

4 The continent situated at either side of the Yarlung-Zangbo suture zone has been moved northwards ever since the Late Cretaceous, but with different speed; i. e. 4cm/a for the Lhasa block, and 6cm/a for the southern part of the suture zone. As late as Paleogene the collision between these two continents took place, hence the formation of the Yarlungzangbo suture zone.

---

① Institute of Geophsical and Geochemical Prospecting, Ministry of Geology and Mineral Sources
② Institute of Geomechanics, CAGS
③ IPGP, Univesite Paris 6, and UER des Sciences

中白垩世以来藏北的古地理与构造演化
—新的古地磁资料与假说

J. 阿萨什[1]；V. 库尔提约[1]　周姚秀[2]

一、引　　言

为了研究印度-亚洲缝合带北部的结构与演化，于1981年夏进行了中法第二次科学考

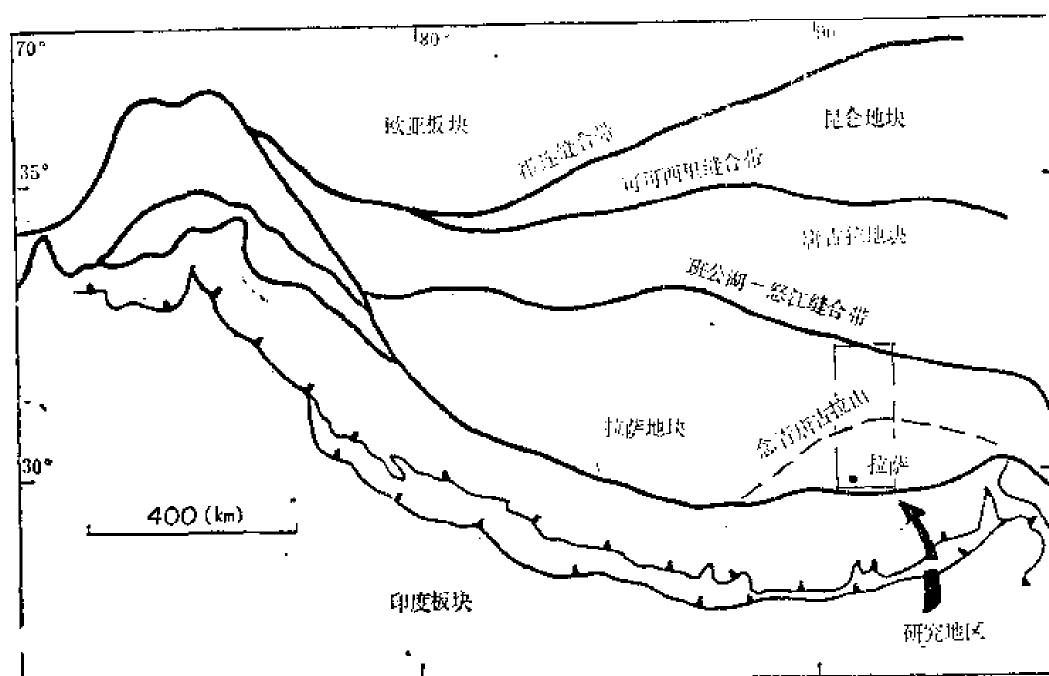


图 1　西藏高原和邻区构造示意图

由缝合带（粗线）分开的几个独立的构造块体或微大陆（名称底下划线），带三角刺的线表示印度大陆的向下俯冲，虚线表示念青唐古拉断裂带，黑点区表示1981年中法合作的工作区域（详见图2）（参考Burg等）

Fig. 1　Schematic tectonic map of the Tibetan plateau and surrounding area showing several independant tectonic blocks or microcontinent (name underlined), separated by suture zones (heavy lines). Barbed lines indicate continental underthrusting within the Indian continent. Also indicated is the Nyainqentanglha fault zone (dashed lined). Shading marks the area surveyed during the 1981 French-Chinese collaboration program (see details in figure 2) (after Burg et al., submitted).

[1] 法国巴黎第六大学地球物理研究所
[2] 中国，地质部物化探研究所

察（Allègre等，1983）。1980年第一次合作的焦点集中在印度板块沿雅鲁藏布江的北界（图1）以及北部紧密相连的冈底斯山地区（Tapponnier等，1981a与b；Nicolas等，1981；Pozzi等，1982；Maluski等，1982；Westphal等，1983）。1981年合作的目的有两个，一是通过分析第一次合作提供的资料，进一步解释一些问题；二是扩大在北部的野外考察范围，使我们进一步认识西藏高原的结构。

雅鲁藏布缝合带的北部、西藏高原上，至少是由三个不同地块组合而成的陆块（图1，常承法等，1973），并认为这些独立的构造单元（或微大陆）是中生代在欧亚南部活动边缘增生而成（常承法等，1973），这种镶嵌模型和北美西部山脉类似（Coney等，1980），不过，其大小与边界条件存在着巨大差异（Allègre等，1983）。按达包尼叶等（1982）的意见，这些地块在新生代已形成目前这种格局，是由于东向"扩张喷发"与主左行走滑断层同时作用的结果，将这些运动看作欧亚南缘对印度大陆碰撞的反应（Tapponnier等，1982；Peltzer等，1982）、并在某种程度上被东南亚的古地磁资料所证实（Achache等，1983）。

1981年中法合法考察了西藏最南部的单元，称之谓拉萨地块或藏北。从地块的南部边界、雅鲁藏布缝合带考察到它的北部边界、班公-怒江缝合带（图2，安多附近）。拉萨地块内部纳木湖附近蛇绿岩体的存在，可能说明拉萨地块内部存在另一条缝合带（Tapponnier等，1981；Marcoux等，1982；Girardeau等，1983）。新的地球化学与同位素年龄测定提供了这些缝合带活动的时间（Allegre等，1983）。

本文所介绍的中白垩世红层与早新生代火山岩古地磁研究，其标本是1981年沿拉萨地块整个纬度方向上采集的。初步结果已由库尔提约等（1982）、阿萨什等（1983）和阿来格等（1983）报导过。新的古地磁资料有力地确定了拉萨地块100Ma内地球动力学的演化，这正是欧亚南缘增生以来的重要历史阶段。

二、拉萨地块地质

需要详细了解西藏高原的地质(地层与构造)的，请参阅那些比较专门的文章（如Tapponnier等，1981；Burg，1983)，我们在这里只概述它们的结果与那些对我们研究有用的部分。

藏南的沉积盖层，主要由上古生代（石炭纪与二叠纪）和中生代沉积组成。侵入岩主要是东西向的深成岩带、冈底斯岩基（主要由英云闪长岩和花岗闪长岩组成）以及拉萨与雅鲁藏布江附近比较局部的花岗岩体。这些花岗岩的年龄是从100Ma到40Ma（Allègre等，1983；Schärer等，1983）。在冈底斯带南部与雅鲁藏布缝合带北部，可以见到中生代岩层强烈褶皱和断裂：日喀则群（图2）。南部蛇绿岩的沉积盖层（含放射虫）与日喀则群之间的内部结构及继承性等问题，目前仍是有争议的（Allègre等，1983）。

花岗岩带北边，中生代的上部沉积基本成分为塔克那地层的红色砂岩与粉砂岩，其底部夹有含圆笠虫的灰岩与钙碱性火山岩。这些地层具热带相，显然和大陆隆升相对应，且保留的植物化石（硅化木），并认为是三角洲环境。虽然红层在西藏高原上广泛分布，但似乎基本限制在Albian—Aptian阶（100—110Ma）内（Jaeger等，1982）

羊八井以北（见图2），拉萨地块似乎缺失新生代沉积，塔克那地层具轻微的褶皱，并

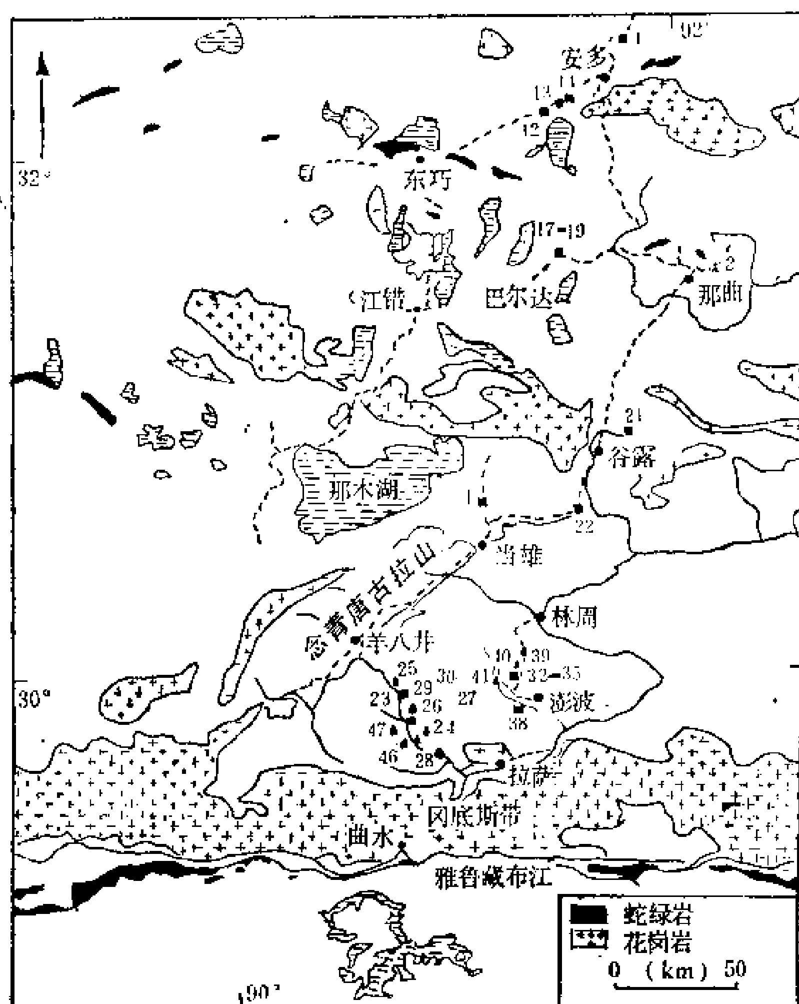


图 2 1981年中法合作地区的简化地质图
表明了主要蛇绿岩与花岗岩露头、古地磁标本的采点（方形：塔克那红层；三角形：火山岩）

Fiq. 2 Simplified geologic map nf the area surveyed the 1981 campaign, showing the major ophiolite and granite outcrops. Paleomagnetic sampling sites are indicated (square: Takena red beds; triangle: volcanics). The Nyainqentanglha fault zone, also indicated, separates two zones with contrasting geology (see text)

是本处观测到的最年轻的地层。与之相反，在羊八井南边，包括塔克那地层在内的中生代地层，都具强烈褶皱，且厚层序的、较年青的火山岩不整合覆盖其上，这些火山岩基本上属于林子宗组的安山岩与凝灰岩，底部还夹有火山凝灰岩的红色砾岩。通过对林周附近安山岩的$^{39}Ar/^{40}Ar$地质年代学研究，给出的年龄为60Ma（Maluski等，1982），而对拉萨与羊八井之间的凝灰岩标本的K/Ar法研究，给出的年龄为48Ma（Westphal等，1983）。对比拉萨地块南、北两部分的特点（中生代沉积褶皱的强度与新生代火山岩分布的位置），指出地块的两部分的构造历史有相当的差异。最近的野外工作证实，念青唐古拉地区的西北部存在着比较缓慢的构造活动（图2），与该区东南部所观测到的形成强烈对照（Marcoux等，1982；Courtillot等，待出版）。这样，再结合强烈变形(剪切与旋转形变，Mattauer等，1982）的微构造测量而提出，在拉萨地块内部，沿平行于念青唐古拉山的主走

滑断层发生过大的相对位移（Tapponnier等，在编写中）。

三、以往的古地磁工作

拉萨地块上，以前的古地磁研究，基本集中在白垩纪塔克那地层的红层上（朱志文等，1977；朱志文等，1981；Pozzi等，1982；Westphal等,1983）。由于朱湘元等(1977）和朱志文等（1981）只采用交变场退磁法处理磁性方向，所以不能够认为是可靠的，用其来解释红色砂岩的磁性已证明是无效的（见朱志文等，1981的文章及图 3)。包济等（Po-

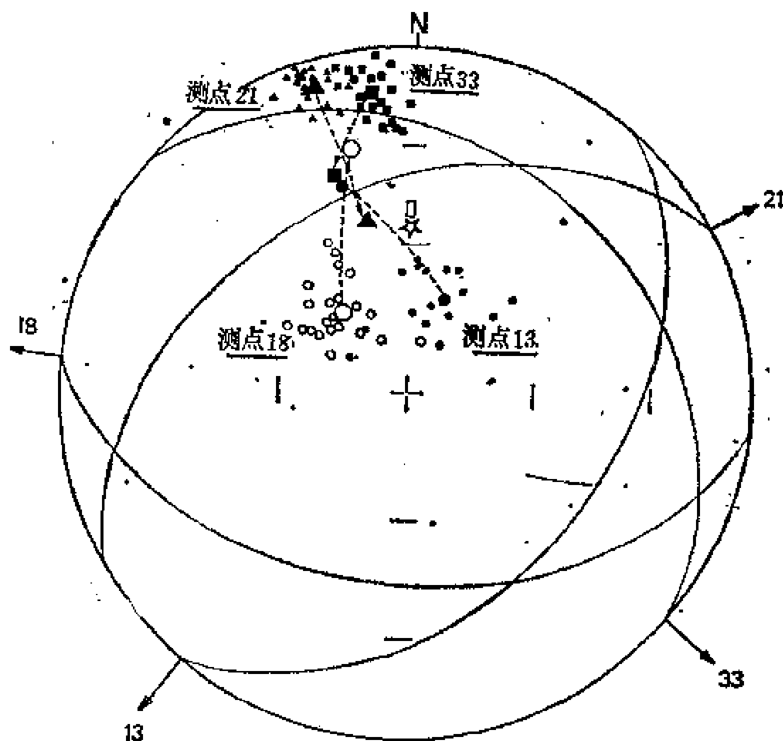


图 3　相距几百公里上 4 个不同塔克那红层采点、各个样品NRM方向的赤平投影（位置见图2)。大圆弧代表层面与上半球的交线。这些NRM都表明为正褶皱检验，长方形：现代场方向。星号：现代偶极场方向

Fig. 3　Stereographic projection of NRM directions of individual specimens from 4 different sites located hundreds of kijometers apart in the red beds of the Takena formation (see figure 2 for location). Great circles represent the intersection of bedding planes with the upper hemisphere. These NRM directions already indicate a positive fold test. Open box: present field direction. Star: present dipole field direction.

zzi等，1982，Westphal等，1983）在拉萨与林周地区采集了塔克那地层（图 2)，这些地方地层褶皱十分强烈，并有火成岩侵入及被较年青的林子宗火山岩所覆盖。这些未褶皱前的红层，测得的虚地磁极（VGP）与印度的视极移轨迹（APWP）具明显的一致，由此包济等（1982）提出，塔克那地层存在连续重磁化的可能性，然而，这些作者如果从一个正的褶皱检验出发而还断定存在重磁化的话，那只能认为是偏见。在同一篇文章中（Pozzi等，1982；Westphal 等，1983)，从林子宗地层中取得两个新生代火山岩采点，得到两个

相当不同的古磁场方向，这些方向将在下面仔细讨论，并与本文中得到的新结果进行比较。

此外，一位研究者过去也曾公布过一个侏罗纪岩石的结果（朱志文等，1981），提出这个时期的藏南在赤道位置上。

四、标 本 采 集

标本是用电动轻便式钻机采集的，钻取岩心的标准直径为1吋。在某些情况下，我们也在采点上采集定向岩块作补充。当遇到道路困难，无法使用钻机的时候，只好全部采集岩块。在每一个采样点内取5—11个岩心和（或）岩块，总共取了240个独立的标本（150个红层、90个火山岩）。这些岩心的定向均采用磁性罗盘与太阳罗盘，而对岩块通常只采用磁性罗盘定向。对于绝大多数采点，测量得的磁偏角与太阳罗盘偏角之间比较，其平均偏差小于2°（即标准偏差小于2°），只有采点40（平均误差—2.3°；标准偏差3.0°）与采点21（平均误差1.5°；标准偏差2.4°）例外。对于每个岩心或岩块，都取出4个样品，其总数约为600块样品。

塔克那　我们扩大了采集塔克那地层标本的范围，现在采集标本的范围几乎布满藏北的整个纬度范围、沿子午线方向长约300km，该子午线通过拉萨。采点之所以这样分布，主要是考虑到重磁化的可能范围与所研究的拉萨地块内部可能的相对位移，这位移既可能与地块内部较年青（新生代）的缝合带（如由纳木湖附近蛇绿岩带的存在所提出的）有关或可能同大的横断层（如念青唐古拉断层）活动有关。在南部（拉萨与林周附近）大范围重复采样，提供了确定较活动的构造、火山和红层古地磁记录之间的可能联系。

在塔克那红层上总共采集了18个采点，其中10个在羊八井以北，8个在南部的拉萨与林周附近。第1与22采点位于念青唐古拉断裂的迹线上。第4采点位于班公-怒江缝合带北边，按上面的定义，它已不属于拉萨地块。

林子宗　这组地层主要包括安山岩与凝灰岩，只在拉萨与林周附近观察到，一共布置了9个不同的采点。此外，在拉萨花岗岩上采集了一个标本（采点1[illegible]，在北边那曲附近

往往是和矿物的不均匀性有关，甚至和表面的气温也有关。

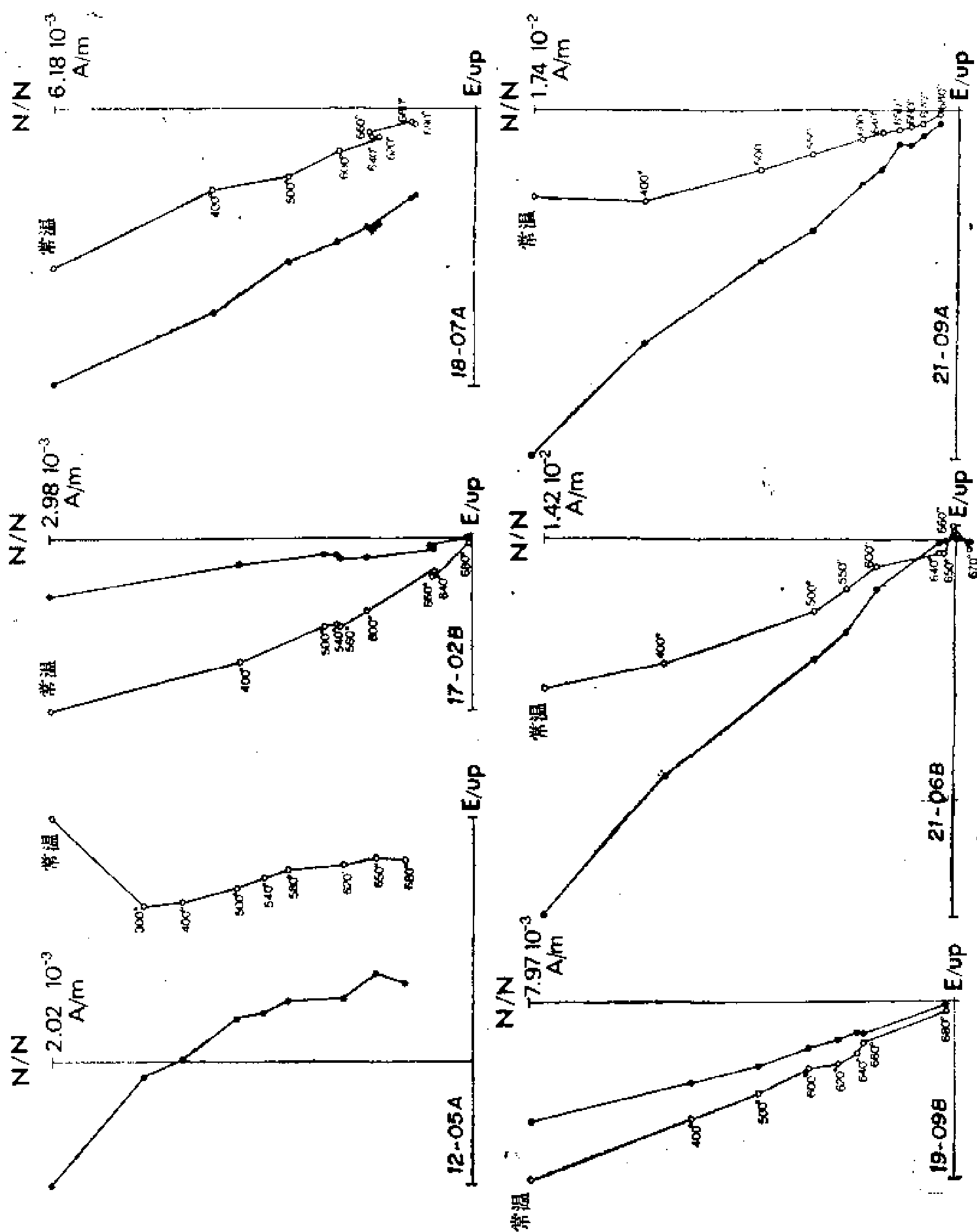
通过分析 NRM 的方向总能提供这些岩石磁性的某些信息，当然，对于大多数采点，NRM方向都是很集中的（见图3），只在采点4、12、29与32，其平均方向具较大的离散度，只有采点1竟离散得无法平均。经层面校正，这些平均方向趋向集中，偏角向西转动，而倾角比现代地磁场的倾角缓。对4个分布在通过拉萨、长几百公里剖面上（图2）的采点所作的初步褶皱试验表示在图3上，虽然见到一定程度的过校正，但这种典型试验似乎是非常可靠的，且提出存在一种占统治地位的、褶皱前的磁性成分。

（2）试验性研究

作为分析塔克那地层磁性的第二个步骤是，在每个采点上，从相同的岩心中取一对或两对样品，将它们小心地作逐次退磁。从每对样品中取出一个，放在无磁空间中，以连续的步骤加热与冷却，直至700℃，而另外一个样品则施加以交变磁场（AF），其峰值不断增加，一直加到100mT。这种分析既可进一步证实对NRM的第一次测量结果，且能显示塔克那地层磁性记录的主要特征。首次揭示了拉萨地块北部与南部采点的总特点相当不同，这正如在地质观察方面所预测的一样。根据这种分析，可将样品划分成几个组：

第Ⅰ组　这个大组包括大多数北部的采点（12，13，14，17，18，19，21，22）和一些拉萨—林周地区的采点（23，32，33，38），即在塔克那地层中共18个采点中占了12个。在这些采点的所有试验样品中，当AF的峰值达85mT时，去掉的磁性还不到总磁性的10%而未显示出一个稳定的方向（在采点33与38中，曾出现一个方向，但在85mT时，NRM仍保持在90%）。另一方面，经热退磁处理，都能显示出稳定剩磁，其阻挡温度范围在200℃和赤铁矿的居里温度（680℃）之间（图4）。在多数试验样品中，似乎存在着多成分的磁性，但彼此间的方向可能是相当集中的，因此为一条相当单调的退磁轨迹。采点12除外，它在非常高的温度时，似乎仍保留中间极性的成分（图4-a）。在一些样品中，测量到轻微扰动的成分，其和低阻挡温度（约400℃）有关的，但这是否具普遍意义，尚不清楚。在图4中还可以看到，当加热到600℃以后，剩磁仍能保持20—50%，且接近这一温度时，往往只保留单一的磁性成分。而且，在一些情况下，这种最终的成分稍稍偏离原点（见图4-a样品18-07A），说明磁性在非常高的温度下呈现出复杂特征。在高温时（660℃—700℃），紊乱的粘滞剩磁（VRM）递增，其强度非常接近于仪器的噪声水平，妨碍了我们对退磁的最后步骤进行比较详细的分析（见图4-b样品23-03A），这一种VRM，很可能是在高温时，伴随着矿物转化（氧化）而产生的，即在超顺磁颗粒大小范围内产生新的磁性矿物。因此，为了分离所有高阻挡温度的成分，则对所有样品都进行仔细地逐步退磁，一直到600℃左右。

第Ⅱ组　这组包括拉萨地块南部所有剩余的采点（29，30，34，35）。分析样品表明，都是多成分磁性的，通过AF处理，可部分地去掉一种成分，当施加到70mT时，NRM还保留在50%以上（图5-b）。在采点29与30，经100mT处理后，磁性强度甚至比NRM还大，说明叠加有磁性方向相反的两种成分，其中一种成分只在经处理后才起作用（图5-a）。另一些样品经热退磁，证明至少存在两种成分，如采点29与30就存在极性相反的两种成分（图5-a）。再之，它们的方向末端不总是指向原点；这些样品的磁粘滞性似乎比第Ⅰ组的高，故成为相当不稳定的退磁曲线。这使我们联想到，采点33与38（在第Ⅰ组中）由退磁引起微弱成分，很可能和采点34与35在天然情况下观测到的相类似，只是强度弱得多，这



12-05A
17-02B
18-07A
19-09B
21-06B
21-09A
N/N
E/up
2.02 10⁻³ A/m
2.98 10⁻³ A/m
6.18 10⁻³ A/m
7.97 10⁻³ A/m
1.42 10⁻² A/m
1.74 10⁻² A/m
常温

图 4 a

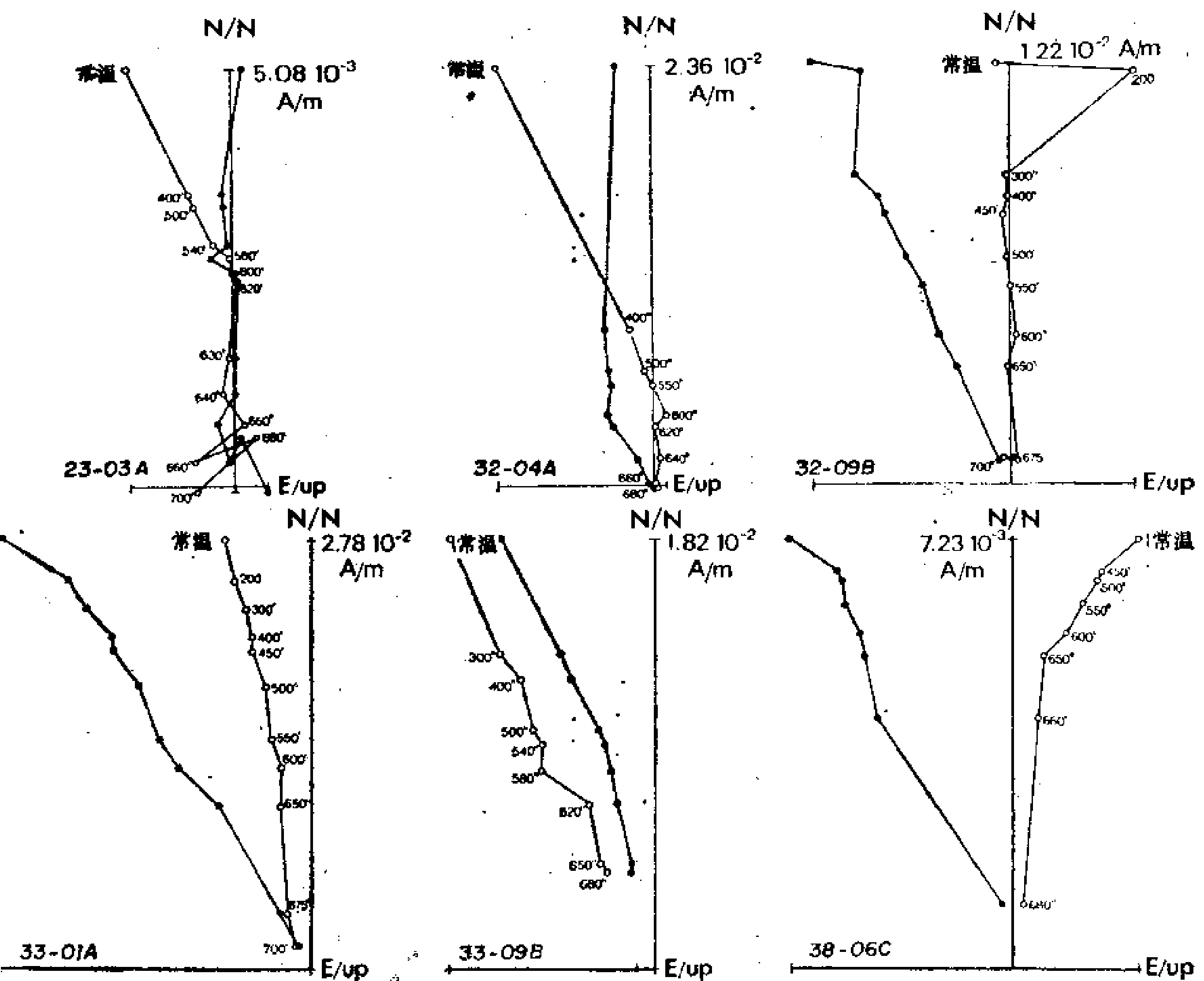


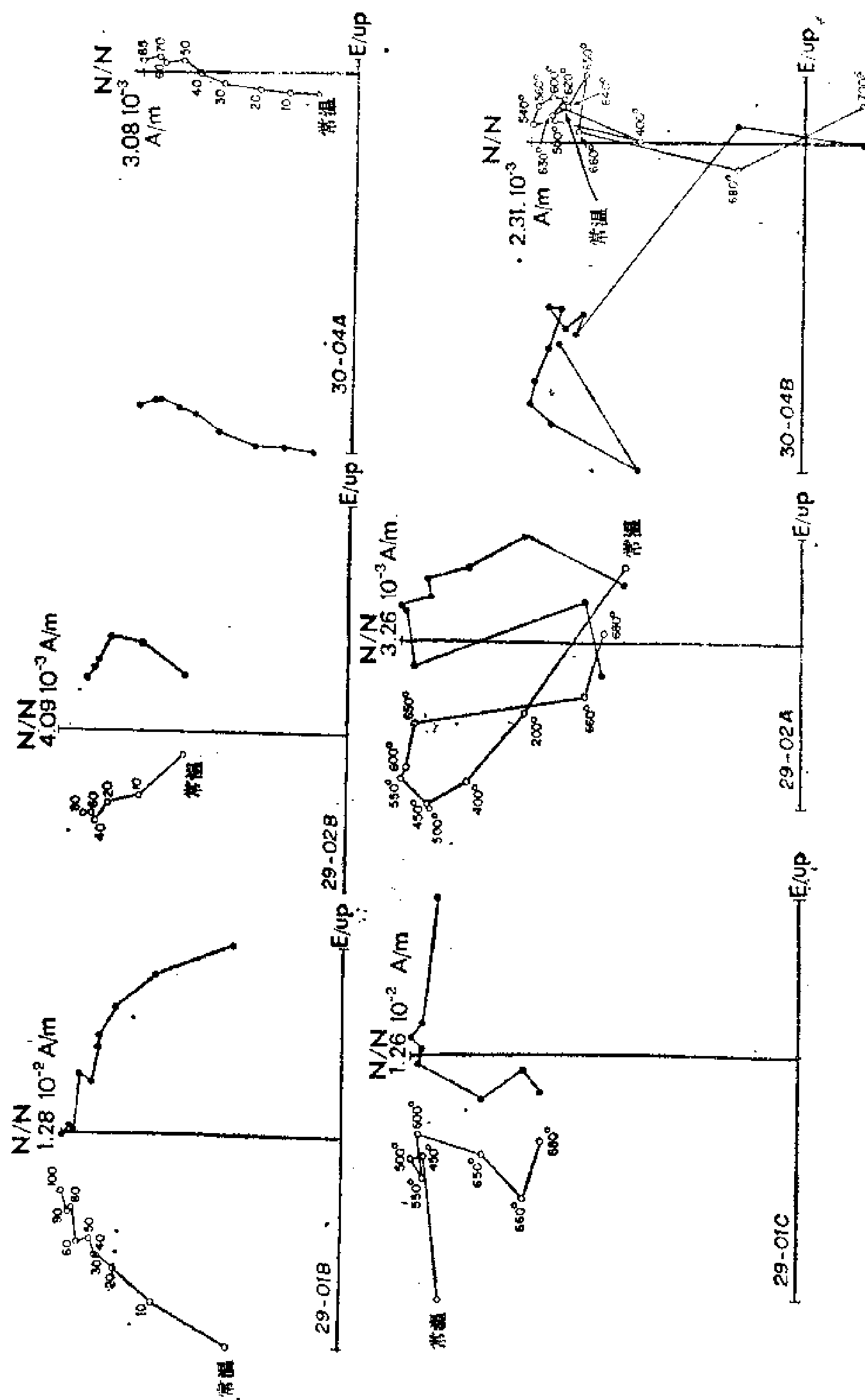
图 4 b

图 4 第Ⅰ组红层样品热退磁的Zijderveld投影

（a）拉萨地块北部 （b）拉萨地块南部，实心符号：投影在南一北垂直平面上，空心符号：投影在水平面上。处理方法也表示在水平投影附近 （以摄氏温度表示）

Fig. 4 Zijderveld projection of thermal demagnetization of red bed specimens from Group I (see text).

a) Northern part of the Lhasa block b)Southern part of the Lhasa block. Solid symbols: projection on the North-South vertical plane. Open symbols: projection on the horizontal plane. Treatment is always indicated near the horizontal projection (in degree Celsius).



N/N
E/up
1.28 10⁻² A/m
29-01B
4.09 10⁻³ A/m
29-02B
3.08 10⁻³ A/m
30-04A
1.26 10⁻² A/m
29-01C
3.26 10⁻³ A/m
29-02A
2.31 10⁻³ A/m
30-04B
常温

图5 a

图 5　第Ⅱ组红层样品 AF（上面）与热（下面）退磁Zijderveld投影
（a）拉萨—羊八井地区　（b）林周—澎波地区。AF处理以mT、热退磁以摄氏度表示

Fig. 5　Zijderveld porjection of AF (above) and thermal (below) demagnetization of red bed specimens from group II (see text)
a) Lhasa Yangbajain area-
b) Linzhu-Peng Po area. Treatment is in mT for AF diagrams and in degree Celsius for thermal demagnetizations (see figure 4 for conventions).

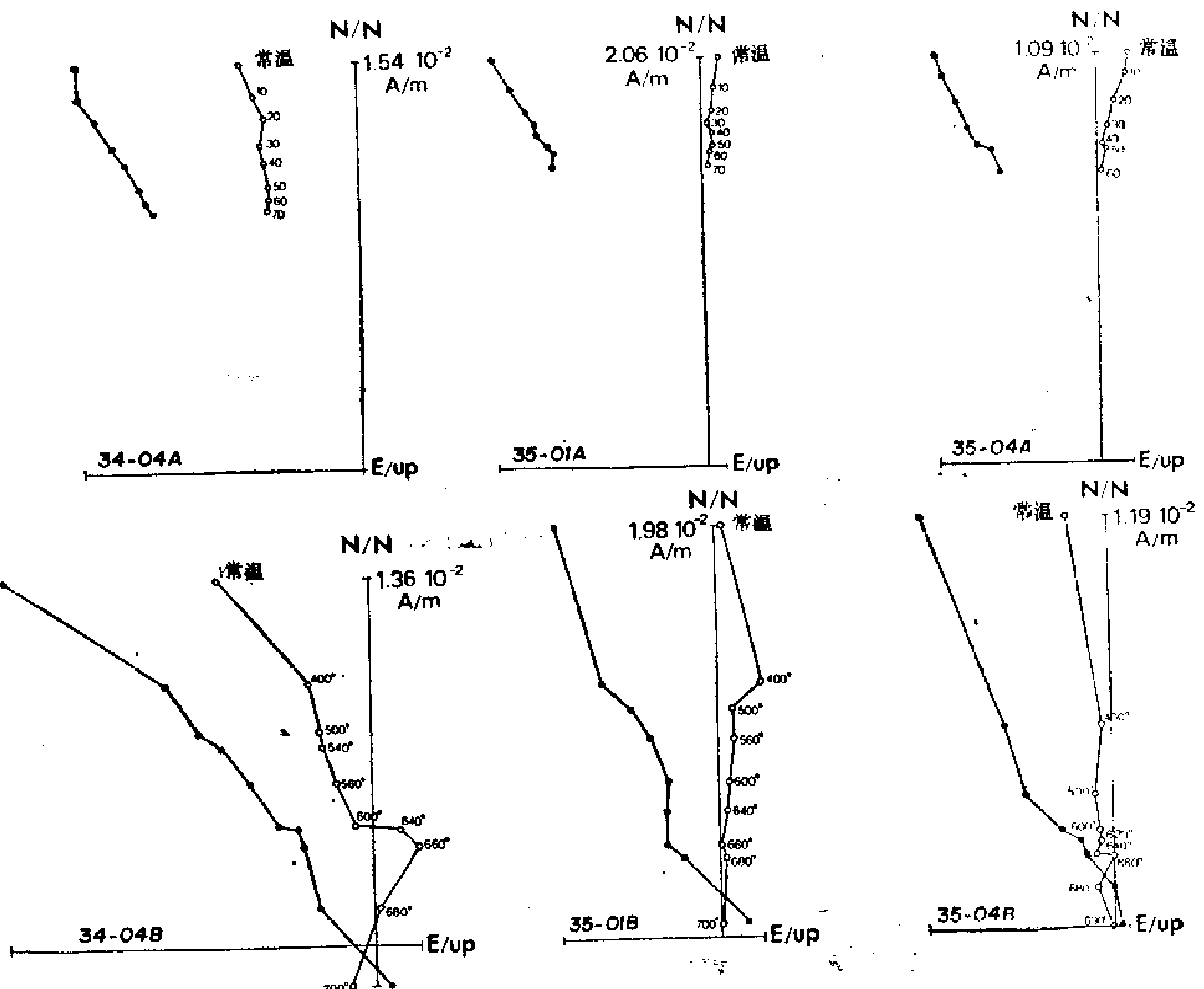


图5 b

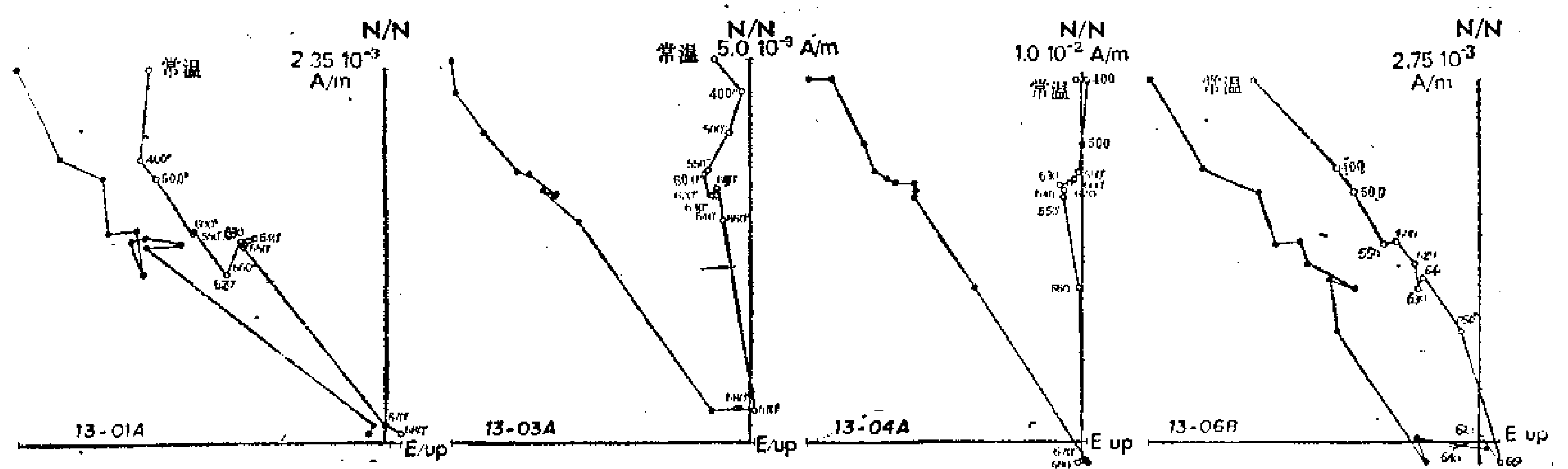


图 6 采点13上4个红层样品热退磁 Zijderveld 拉影，表明少量近反平行成分的粘滞效应和阻挡温度的谱宽（说明见图4）

Fig. 6 Zijderveld projection of thermal demagnetization of 4 specimens of red beds from site 13, showing various effects of a small nearly antiparallel component with a narrow spectrum of blocking temperatures (see figure 4 for conventions).

四个采点都是澎波农场中，大体上同一地区采集的。

第Ⅲ组 这是非常小的组，只包括两个采点：采点1是位于念青唐古拉断裂带上，而采点4可能不属于拉萨地块。对于这两个采点，试验样品的AF退磁，当破坏场达到80mT时，显示出不相干的多成分磁性，类似的成分在热退磁时一般也能观测到，不过这个过程产生了相干扰的曲线。

（3）反平行的叠加磁性

进一步的退磁试验，对于分离塔克那地层中的磁性成分是必需的。作为下一个步骤，是将采点13的四块样品逐步热退磁到600℃（每步10°）。这些试验，在样品的退磁曲线上显示出非常特殊而有规律的特点：如在550℃—650℃之间，总剩磁减弱得不多（图6）。此外，在阻挡温度范围内，似乎叠加上几组方向相当不同的成分，以致使退磁轨迹显得游移不定。同样的特点类型在其它采点的样品中也能观测到，不过温度范围略有差异罢了（图7）。上述的特点可用岩石中存在着少量近似于反平行的磁性成分来解释，退磁曲线也显示出一系列的特点：从完全“倒转”（如图6，13-03A与图7，14-02B）到简单地弯曲而使倾角变缓（图7，18-08B）或变陡（图6与图7中的13-04A与19-07A）；偏角偏东（图6，13-04A）或偏西（图7，19-07A）。所有这些曲线都可用单一机制来解释，即在所有这些岩石中均存在单一地叠加反向成分（接近于反平行方向）而使方向上产生一些离散、阻挡温度范围稍有变化。另一种解释涉及存在几组（至少两组）正极性的独立成分，这就要求在这些成分中（甚至在同一个采点内），至少有一个方向有很大的可变性，这样，我们也就难以给出它任何明确的含义。磁性矿物中小的不均匀性，就能使给定成分的阻挡温度范围发生变化，且在方向也有小的离散，但不会有大的变化。况且，从地磁学观点来看，解释磁性反向是十分简单的，而几组独立的正方向却涉及到十分复杂的地球动力学或地磁学概念。

当一个样品中存在两个几乎反平行的磁性成分时，退磁中所得到磁矢量末端的轨迹（Zijderveld图）基本上受两个参数的控制：①两种相反成分的相对强度和，②它们的阻挡温度谱重叠的量。研究图4、5、6和7表明，除采点12外的所有采点都是：①反成份的强度总是比正成份的小得多，②它们谱的覆盖宽度都不超过100℃，③对于不同的样品，复盖范围是不同的。这就说明，在多数情况下，分离两种成分和离析出较弱的反向成分是不可能的。即使在样品14-02B情况下（图7），两种成分的分离是这样的，在退磁时测量到“反向”部分，而测得的这组反向成分很可能仍是两组方向叠加的结果。观测到退磁曲线的凹处也只能说明反成分与正成分的定性关系。分析多数样品表明，反方向成分的倾角确实是较陡或较缓，而偏角转向东，这和我们将反方向作为围绕着与占统治地位正成分相反方向的扰动分布这一解释是一致的。

在一些例子中，两个反平行成分阻挡温度谱的重叠似乎全发生在非常高的温度处（见图6，13-06B或图4-a，18-07A）。再说，反成分不可能从正成分中分离出来：附加增生的粘滞谱性必将干扰了正方向的测定，但不会严重影响正向成分的平均方向。况且，反向成分的方向似乎是围绕着这个平均方向紊乱分布的，而且重叠的位置也在变化。

在红层中存在接近反平行磁性成分，它是由拉松（Larson，1982）等测量到并加以广泛的讨论，这些作者把它的存在，归因于长期获得的化学剩余磁性（CRM），拉松等(1982)提出，这个过程在很大程度上是受岩性控制的。我们测量了采点12的退磁曲线，在该采点

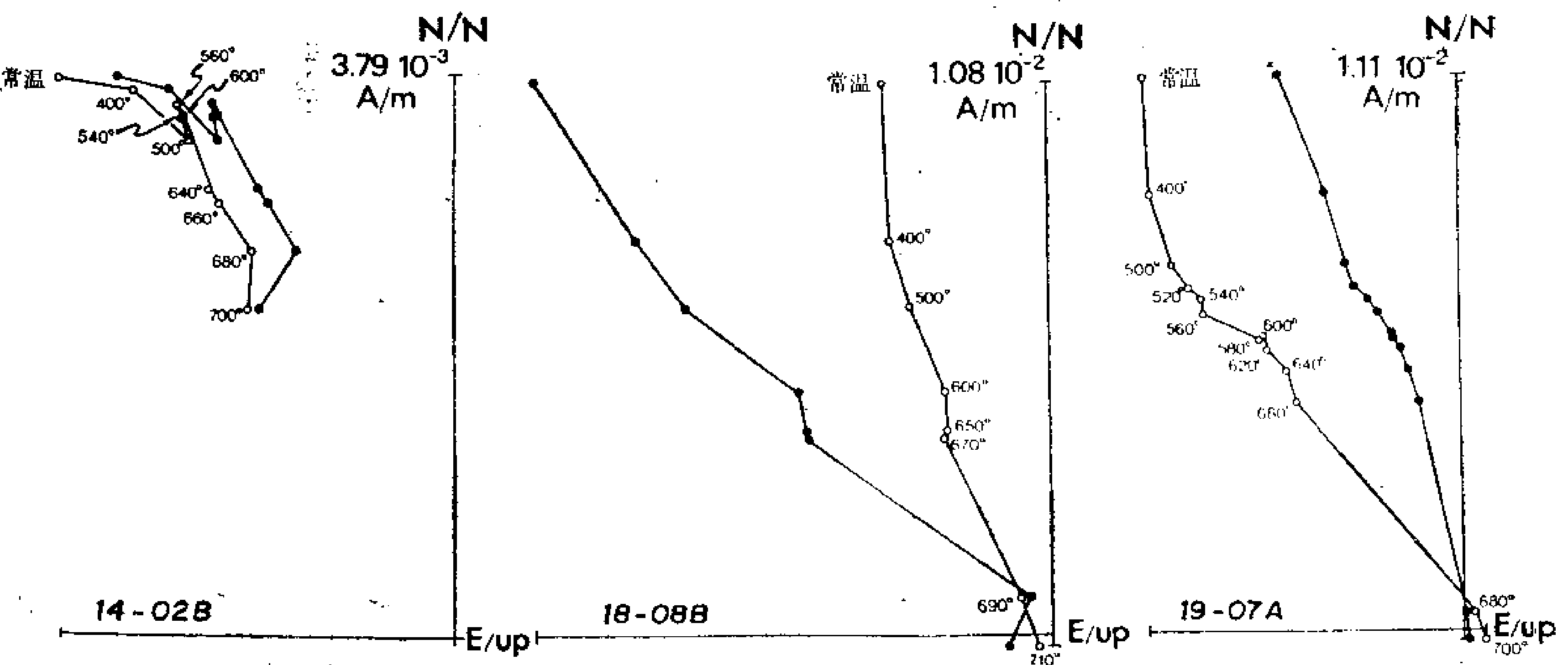


图 7　三个不同采点（同图 6，说明见图 4）

Fig. 7　Same as figure 6 in 3 different sites (see figure 4 for conventions)

采集了粗粒砂岩，其结果与第Ⅰ与Ⅱ组中的其它细粒砂岩的采点（图4-a，样品 12-05Å）是截然不同的。样品12-05A 在680℃时，显示了一个中间的方向，很好地反映了两个几乎反平行的、都具高阻挡温度、且强度相似的成分叠加结果。在红层中发现的这些中间成分，也在拉松等（1982）的方法中加以解释。

（4）结果

本文第一章，我们回顾了拉萨地块南部与北部之间在地质上存在的重大差异。为了能够追溯塔克那地层磁性的相对历史，我们在上述两个地区采集了标本，分别地作了分析。

当然，我们通过试验并排除了在样品分析中所论及的、那些难以捉摸的反向成分。当这些成分是以小范围的阻挡温度谱为特征、并在退磁过程的部分间隔中测量到时，则有可能将这一成分分出来，且能容易地分离出其它的磁性稳定成分。在一些例子中，反向成分的谱（或更确切地说，它与其它成分谱的重叠部分）可能是十分宽的，且需要一个平均过程，这种成分首先可在标准投影（Zijdeveld，1967）的退磁曲线上直观地鉴别出来，平均方向是以鉴别过成分的阻挡温度范围来计算的，我们采用了改正型的 Kirchvink主分量分析法（1980）。

北部地区　北部除采点1与4外，其余所有采点在退磁方面的特性都划归第Ⅰ组内。在这组中，只有采点12的一些样品例外，其余的样品约在400℃，都能观测到单一的稳定磁性成分（N)，当叠加上反向成分而不能（或几乎不能）测量时，我们可以计算500℃与原点（或原点方向模糊时取680℃）之间的平均方向。此外，当反向成分在大的温度范围内妨碍我们测量稳定方向时，成分N只能在退磁过程的最后部分、有时约在600℃时才能分离出来（见图6、采点13）。每个采点得出的平均方向（表1），并绘在图8，构造改正前与后的数据都用上。

反之，采点12内的精度参数在进行地层校正后，从54降到23，这个采点在地层校正前的平均方向和现代地磁场方向没有明显的区别，这种状况可以认为是重磁化，这与上面已讨论过的粗粒砂岩的情况是类似的。为了避免重磁化方向的可能干扰，北部采点的平均方向不包括采点12，我们求得：$D=339°$，$I=25°$（$\alpha_{95}=9°$，$K=57$），这个平均值成功地通过了褶皱检验，概率水平达99%（McElhinny，1964）。而且，包括采点12在内，这些结果没有发生明显地变化：初步结果的总平均在2°以内，且统计参数与褶皱检验都是基本相同（表1）。这样，NRM 分析后就进一步证实了初步测量的结果，其稳定磁性的主成分是藏北北部塔克那地层褶皱之前获得的。然而，图8上的方向分布不服从费舍分布，而似乎是沿着一个大圆弧分布，这个问题将留在下一章和地块南部的结果一起讨论。

采点1与4，样品的常规退磁也证实了试验性研究的结论，许多样品没有显示出磁性的稳定成分，且所有的样品都具有粘滞性，这就妨碍了我们去确定磁的稳定平均方向。

对于采点22，测得的中间方向，其统计参数值不佳，不论构造校正前或后均是如此（表1，$\alpha_{95}>17°$），这可能正如上面已讨论过那样，即其上叠加了相反极性的成分。这也可能与下面的看法一致，即采点22可能比藏南其它红层采点年青（Jaeger，私人通讯）。因此，可以认为，在白垩纪长时间的正向间隔后出现反向成分是比较可能的，况且，采点22是位于念青唐古拉山断裂带上，曾经历过明显的局部旋转，并伴随着走滑运动。

南部地区　在这个地区内，测量到具有第Ⅰ组（采点23，32，33，38）（图4-6）与第Ⅱ组（采点29，30，34，35）（图5）两种类型的磁性。所有样品都有两种不同的磁性成

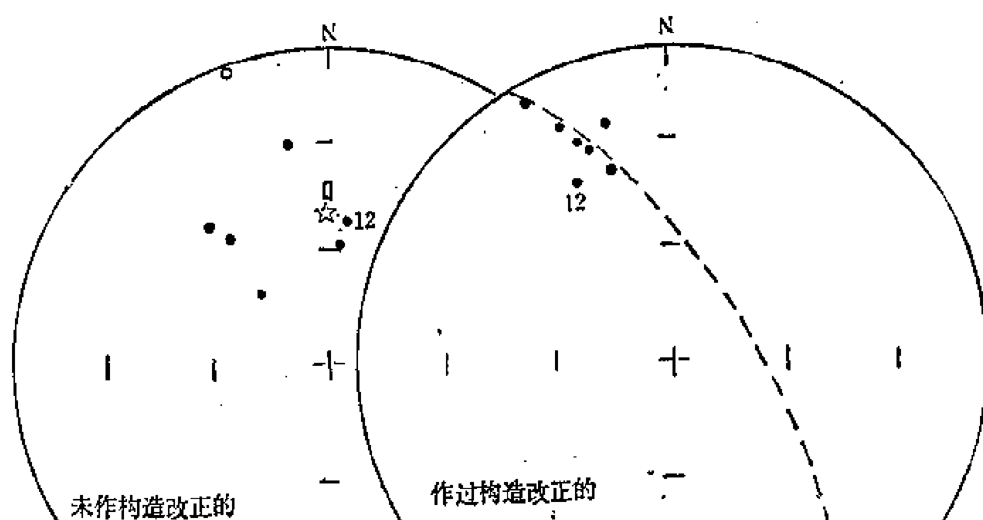

N
12
N
12
未作构造改正的
作过构造改正的

表 2 塔克那组地层(HT成分)

Tabel 2. Takena Formation (HT component)

采样点	N	D(°) 地理座标	I(°)	D(°) 层面座标	I(°)	α_{95} (°)	K	λ(°N)	φ(°E)
23	12	33.2	52.4	-0.8	15.1	8.4	27.4	67.9	272.9
29	9	-18.1	-56.0	-21.7	11.4	9.3	31.9	58.4	315.3
30	7	170.9	53.1	13.5	25.5	10.1	31.8	69.3	230.8
32	9	16.9	64.3	1.1	27.0	6.5	64.4	74.3	267.4
33	9	-11.8	6.4	-19.1	24.4	7.7	45.9	65.4	321.0
34	5	0.9	7.6	-7.5	29.0	14.0	31	73.9	298.3
35	4	-0.8	41.4	-6.0	24.1	14.3	42.4	71.7	290.3
38	6	-5.8	-28.6	-4.2	21.7	11.5	34.6	70.9	284.0
平　均	8	1.4 (α_{95}=48.3° k=2.3)	25.1	-5.7	22.6	8.3	45.7	71.2 (A_{95}=7.9° K=50)	288.4

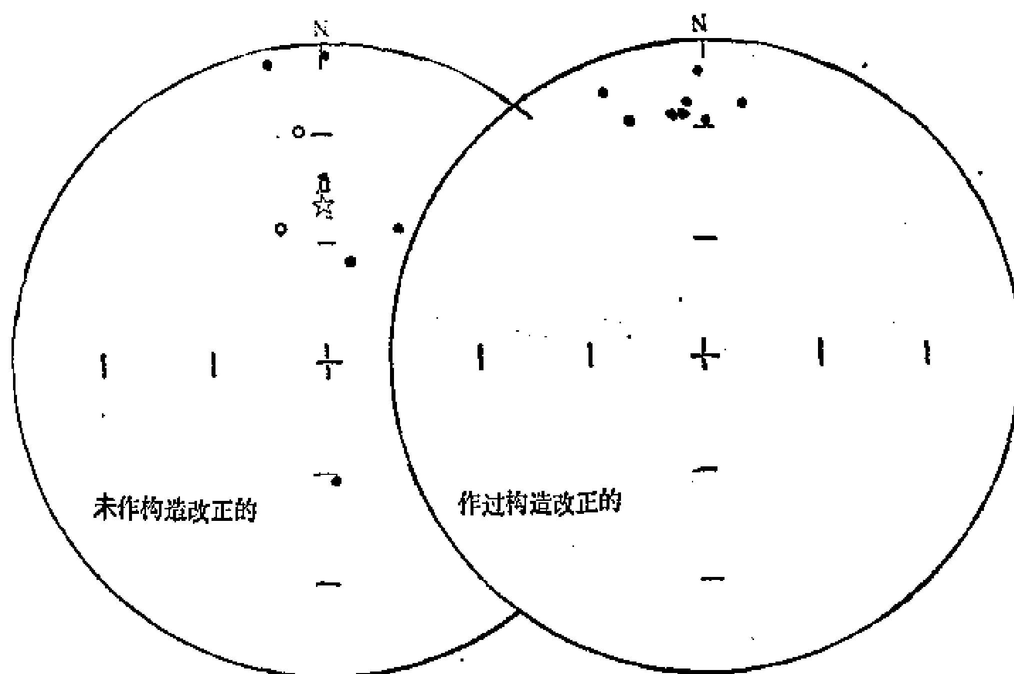


图 9　拉萨地块南部红层平均HT磁性成分层面校正前、后的赤平投影
长方形：现代场方向；星形：现代偶极场方向

Fig. 9　Stereographic projection of mean HT components of magnetization of the red beds in the southern part of the Lhasa block before and after correcting for bedding. Open box: present field direction. Star: present dipole field direction.

分：第一种为低阻挡温度成分（400℃—600℃之间）以LT表示；第二种为高阻挡温度成分（约620℃），以HT表示（见图4-b、图5）。在属于第Ⅱ组的样品中，LT成分也可用AF退磁显示出来（图5），在这些采点中，反平行的成分无明显的影响。

HT成分采点的平均方向，在构造校正前、后都列在表2上和图9上，且进行了总平均：共褶皱检验是正的、概率水平为99%（对于8个采点，K从2.3增到46），说明HT的

表 3 塔克那地层(LT成分)

Table 3. Takena Formation (LT component)

采样点	N	D(°) 地理座标	I(°)	D(°) 层面座标	I(°)	α_{95}(°)	K
23	13	3.7	62.3	−19.1	10.6	7.9	28.4
29	8	163.3	25.5	164.8	−40.6	21.3	7.7
30	9	207.3	−67.2	193.1	27.0	14.3	14.0
32	9	−6.4	60.8	−9.4	21.4	10.8	23.4
33	10	−10.8	11.2	−20.3	29.1	5.7	71.5
34	5	0.0	22.1	−18.7	40.3	9.2	70.0
35	3	22.6	45.9	14.9	31.7	12.8	93.4
38	4	29.6	−37.0	28.7	14.9	18.6	25.2
平 均	8	4.0 (α_{95}=33.0° K=3.8)	28.5	−2.9	21.8	20.1	8.5
6 个正向采点的平均		6.2 (α_{95}=36.1° K=4.4)	30.2	−3.8	25.9	18.7	13.8

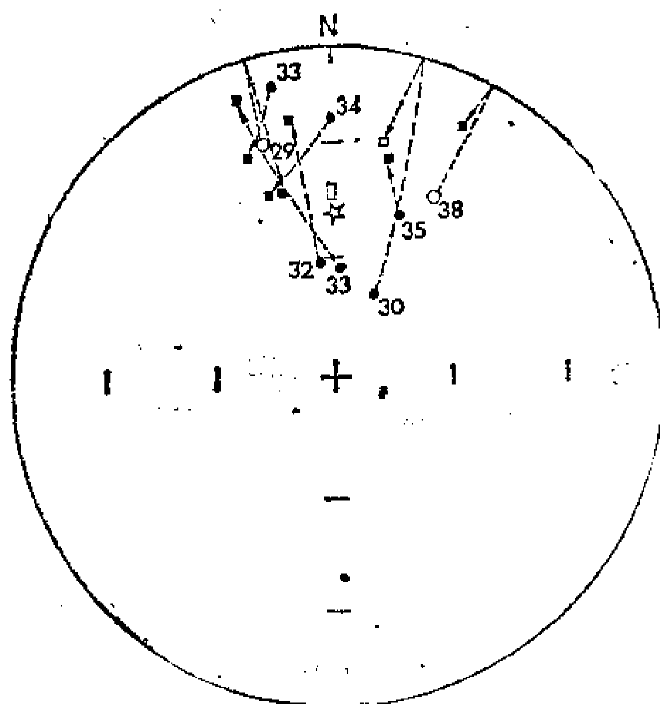


图 10 拉萨地块南部红层 LT 磁性成分的构造改正效应表明为不理想的褶皱检验（过改正和不足改正）。长方形：现代场方向；星形：现代偶极场方向

Fig. 10 Effect of the tectonic corrections on the LT component of magnetization of the red beds in the South of the Lhasa block showing an imperfect fold test (overcorrections and undercorrections). Open box: present field direction. Star: present dipole field direction.

磁性成分（$D=354°$，$I=23°$，$\alpha_{95}=8.3°$，$K=46$）是在塔克那地层褶皱前得到的。

对于LT成分，采点23，32，33，38（第Ⅰ组，图4-b）只在热退磁时显示出，而采点29，30，34，35（第Ⅱ组，图5），热处理与AF处理均能显示出。在六个采点（23，32，33，34，35，38）中，LT成分是正极性的，而在采点29与30中，都是反极性的（图5-a），这两个采点位于向斜两翼约500m附近，取自塔克那地层褶皱非常强烈的露头（采点30处，地层是直立、甚至局部倒转）。再之，对于LT成分的每个采点，其平均方向是在地理与地层坐标中计算的（表Ⅲ与图10）。全部采点的平均方向，计算时也包括了采点29与30（取其反向），经构造校正后，统计参数K从3.8增大到8.5（比例值为2.23），根据麦克希尼（Mc Elhinny 1964）准则，这种褶皱检验相对于95%概率水平（精度参数比应等于2.48）是无意义的。另一方面，方向的离散性由于地层的展平而减小，但这种改善对于用来确定具95%置信水平的磁性是褶皱前获得的结论是不充分的，这可以由假设该成分是塔克那地层部分褶皱后获得来解释，这方面将在下一章中作较详细地讨论。其进一步的含义是，LT成分比HT成分年青。

2．林子宗地层

（1）NRM

与红层相反，火山岩的磁性间隔可垮越几个级次。安山岩（采点2，24，26，27，39，41，47）的磁性间隔在10^{-2}与10A/m之间；凝灰岩磁性范围稍小，从$5\cdot10^{-4}$—$3\cdot10^{-2}$A/m（采点25，28），但采点40除外，其NRM非常一致（从$4\cdot10^{-1}$—$7\cdot10^{-1}$A/m）；花岗岩样品的磁性间隔在$3\cdot10^{-2}$—$2\cdot10^{-1}$A/m之间。

五个采点（25，26，27，28，40）的NRM方向都很集中。采点25与27的平均方向，在构造校正前都围绕着现在地磁场方向。采点40表现为正的磁化方向（偏角接近于0，倾角指向下），而采点26与28为反向（岩心28-01除外，它是正向的），构造校正前后，都是如此。采点2上四个岩流中有三个在构造改正前，NRM方向也很好地集中在现代磁场周围，取自下部岩流的方向是离散的。最后，采点24，39，41，46与47的方向一般都比较分散，其中的一部分（采点24，41与46）是混杂极性（反平行方向）的。

（2）小量试验研究

这些岩石磁性的初步分析，是从每个采点上取2或3个子样先做的，每一个子样取自一个岩心。由于在岩性上（安山岩、凝灰岩、花岗岩），在火山岩标本采集的地理位置上（还可能在年龄上）存在很大差异，所以在退磁时测量的特性变化也很大，甚至在一个采点内进行小试验研究时，还难以确定，迫使我们对同一岩心的两个样品做系统的分析，其中一个作AF退磁，而另一个作热处理。

只有当成分比较稳定的矫顽力高于80mT的破坏场时，才能说通过AF退磁呈现出稳定的磁性成分。在一些例子中，甚至在采样点内及采样点间，热退磁也表明共有某种不一致性。在五个采点（24，26，40，41，47）中，阻挡温度一般高于600℃，认为其磁性载体是赤铁矿，而在另一些采点，剩磁一般低于600℃时就受到破坏，这是由磁铁矿引起的。

尽管火山岩的特性有很大差异，但根据它们相对于AF与热退磁的稳定性，可以划分成三个不同的组：

A组　（图11，采点2，24，27）　这一组样品，在施加以80mT（有时100mT）交变磁场时，都是稳定的退磁曲线。即使如上述情况，这样的处理对于完全分离出原始剩磁也

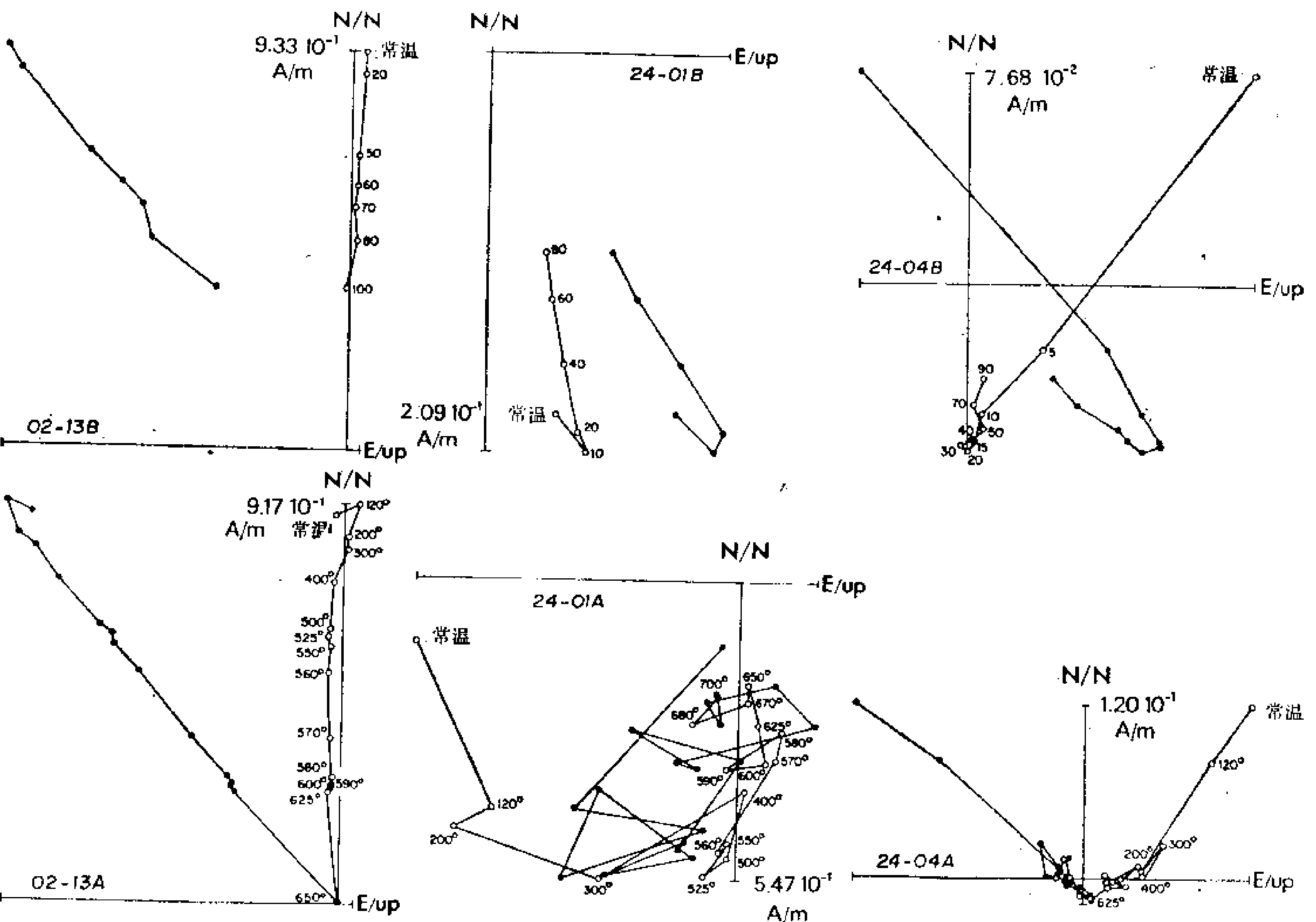


图 11 A组火山岩样品AF（上面）与热（下面）退磁的Zijderveld投影（说明见图 4 与 5）

Fig. 11 Zijderveld projection of AF(above) and thermal(below) demagnetization of volcanic specimens from group A(see text) (see figures 4 and 5 for conventions).

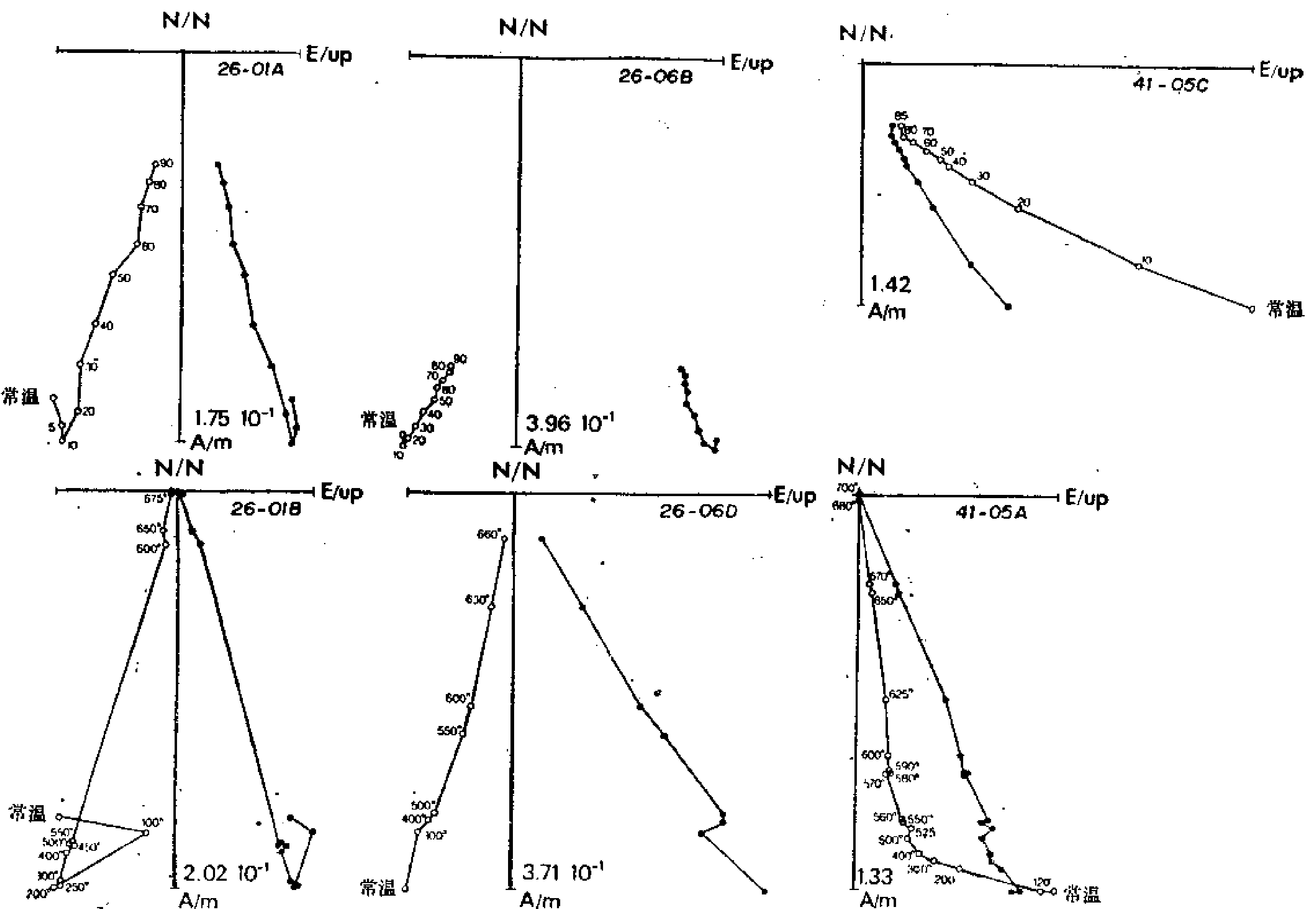


图 12 B组火山岩样品AF（上面）与热（下面）退磁的Zijderveld投影（说明见图 4 与 5）

Fig. 12 Zijderveld projection of AF(above) and thermal(below) demagnetization of volcanic specimens from group B (see text) (see figures 4 and 5 for conventions)

还是不充分的（见图11，02-13B，24-01B，24-04B），逐步进增的热退磁，有时还会得出非常无规律性的轨迹（图11，24-01A，24-04A）。

这样的特性似乎可以明显地连想到存在一种次生成分。次生成分（稳定性比较低的）

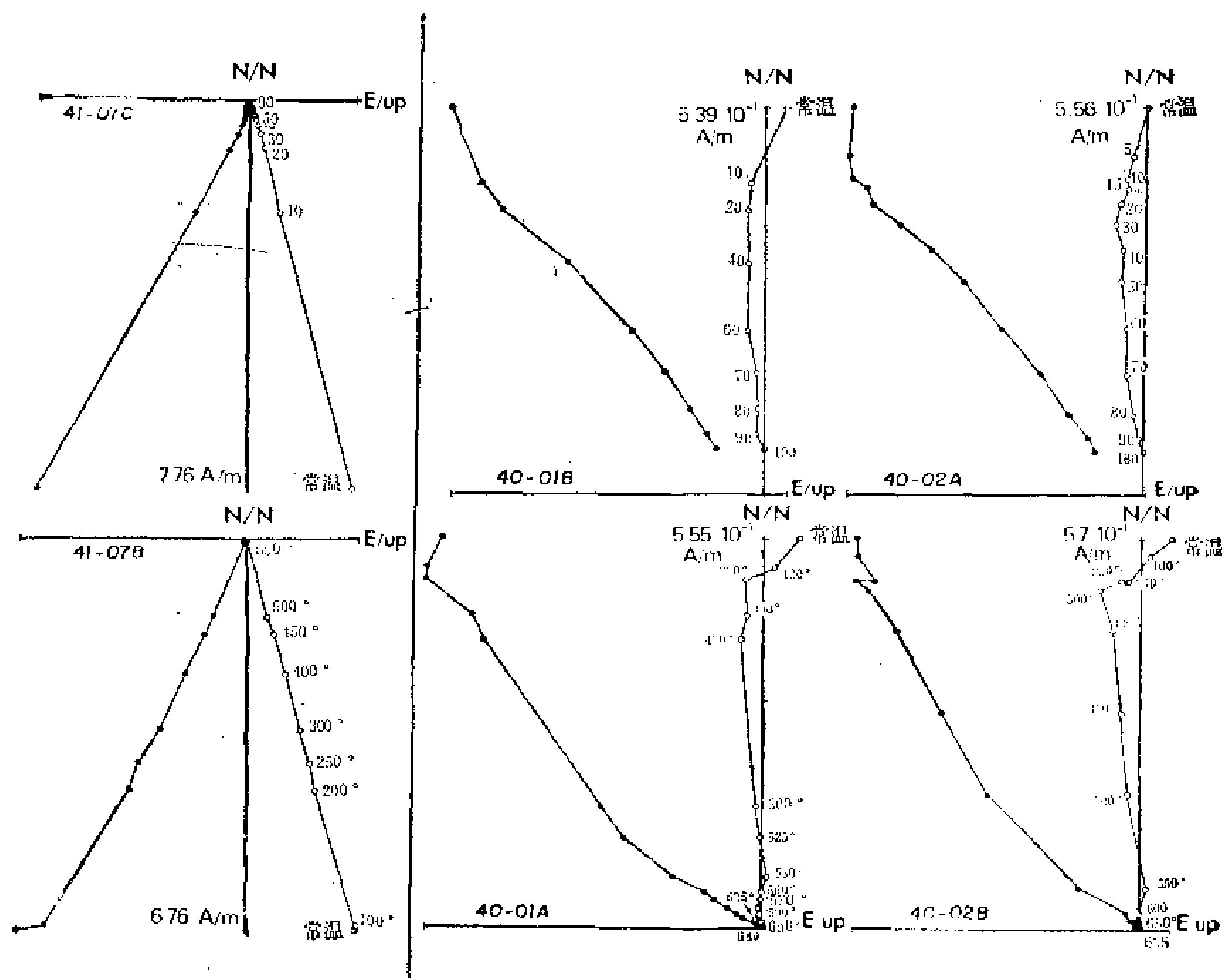


图 13　同图12。采点40揭示了一种低阻挡温度，高矫顽力成分和一种高阻温度、低温居里点的叠加作用

Fig. 13　Same as figure 12. Site 40 reveals the superposition of a component with low blocking temperatures and high coercivities and a component with high blocking temperatures and low coercivities.

的载体可能是新的磁性矿物，是在加热过程中，经历了在超顺磁区域内产生的矿物的转化。由于冷却空间内存在小量的残留磁性或从炉子中搬运到磁力仪的过程中，都很有可能在样品中感应产生粘滞成分，虽然这种情况不是经常的，且也能观测到单一的稳定成分的热退磁曲线（图11，02-13A）。一般来说，对于这些采点都先做了AF退磁。

B组（图12与13，采点 26，41，47与40）这些样品AF退磁的初步分析表明，虽然也能显示出部分稳定的磁性，但终究不可能将多于原始剩磁的20％去掉（见图12，26-06B）。

热退磁一致地显示出几种成分，最稳定的一种成分，至少有一部分载体是赤铁矿，其阻挡温度约600℃（图12与13）。只有一个样品(图13，41-07B) 在550℃时就完全退磁了，其磁性载体是磁铁矿，这块标本取自山顶的岩流，在其附近，磁性罗盘出现很大的偏离。因此，对于采点41的磁性方向，不论是用热退磁或AF退磁，都是很稳定的（图13）。

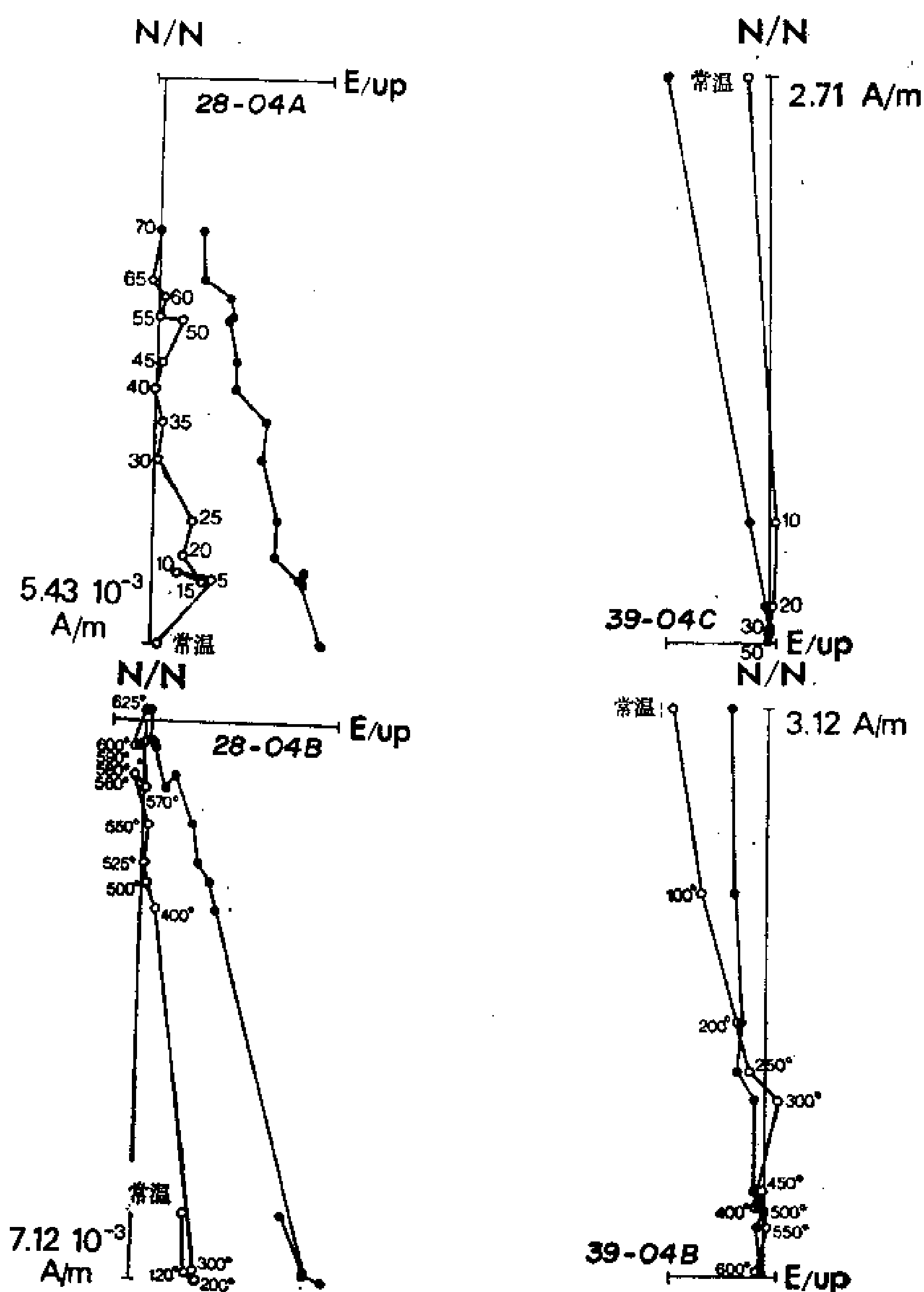


图 14 C组火山岩样品AF（上面）与热（下面）退磁的Zijderveld投影（说明见图4与5）

Fig. 14 Zijderveld projection of AF(above)and thermal(below)demagnetization of volcanic specimens from group C(see text)see figures 4 and 5 for conventions).

严格地说，采点40不应该包括在B组内，因为AF如同热退磁一样，在彻底地揭示不同磁性成分方面都一样有效（图13，40-01A，B；40-02A，B）。这里值得特别指出的是，高阻挡温度（550℃<Tb<690℃）的成分是建立在低矫顽力（20<Bc<40mT）基础上的（Bc是相应的破坏场），而低阻挡温度（300℃<Tb<500℃）成分倒对应于高矫顽力（Bc>

60mT)。不管它的阻挡温度的范围，前一种成分决不可能是原生的，而可能是和凝灰岩后期化学变化相一致的。实际上，在通过这个火山岩体的剖面内，已观察到高度变质作用与重结晶作用，但未从该地层上得到绝对年龄测定值（C. Coulon，个人通讯）。

此外 包括采点40在内的所有采点，都作了加热到赤铁矿居里点温度的常规热退磁。

C组（图14，采点25，28，39，46） 取自第三组的样品，比前面任何一组都显得复杂，且可进一步划分成更小的组。其剩磁在低于600℃的热退磁时，都能容易地去掉。同样，在峰值为80mT或稍低的磁场中，交变退磁处理也能将这些剩磁去掉80％以上。但是，对于采点28和29，用这两种处理方法去掉磁成分似乎都十分困难（图14，28-04A,B与39-04B,C)。无论哪种处理方法，对于采点25与46的磁记录，都不能提供充分的解释，这里所见到的是更加复杂的退磁曲线。为了解释与回答这个问题，从每块岩心中取两块样品作专门的详细分析，一个用AF退磁到80mT，而另一个作热处理到磁铁矿的居里温度。

在B组采点中，许多岩心都备有第二个样品，其是用来作AF处理，以便检查常规热退磁结果的一致性。当同一岩心的几个样品（二个或有时为三个）测得的方向是一致的时候，则取该岩心的平均方向。同样地，在A组中，取自同一岩心（或岩块）的几个样品都作了退磁，则岩心的平均方向用来计算采点的平均值（岩心数与样品总数将其平均值列在表Ⅳ中)。

表 4 林子宗火山岩

Table 4 vocanics of Linzizuang Formation

采点	极性	N (n)	D(°) 地理坐标	I(°) 地理坐标	D(°) 层面坐标	I(°) 层面坐标	α_{95}(°)	K
林子宗								
24	R+N	6(14)	151.7	-20.2	160.5	-30.9	13.6	25.1
25	N	4(5)	6.8	5.0	13.7	34.0	8.8	109.3
26	R	4(13)	207.1	-67.4	182.0	-28.3	5.9	105.8
28	R	7(14)	186.4	-23.0	180.0	-18.6	6.3	91.4
39	R+N	5(5)	341.4	44.6	346.4	15.7	21.5	13.6
40	N	6(6)	357.2	60.8	354.4	35.9	4.2	252
41	R	6(7)	167.8	-45.2	168.4	-20.9	5.4	153.8
47	R	5(5)	145.1	15.4	145.1	-14.5	9.6	64.7
平均		8	170.1 (α_{95}=23.6°,	-33.0 K=6.5)	170.9	-25.5	11.0	26.4
除去47点平均		7	174.8 (α_{95}=20.5。,	-39.5 K=9.6)	174.8	-26.7	9.5	41.3
花岗岩(46)	R+N	3	178.5	-12.7	178.5	-12.7	12.2	103.3
林子宗火山岩加46点平均		9	—	—	171.8	-24.1	10.0	27.3
北面(2)	N	10(15)	-32.9	39.8	-3.9	46.1	6.5	55.5

（3）结果

磁矢量的方向是按克阿萨文克（Kirschvink, 1980）主分量分析改进方案的平均值计算的。在一个采样点上，当有多于一个稳定成分时，总是可以识别的，较软的成分往往平行于现代地磁场。例如，采点39（构造校正前）就是如此。但值得注意的是，采点40是例外的（见以前的试验研究与下文）。这种表示现代重磁化的成分，在这次研究中不予考虑，故在讨论中将不包括进去。每个采点的结果都列在表Ⅳ。

采点24是在几百米范围内采集的，其至少有三层不同的岩流：下部（比较老的）岩流是直接覆盖在林子宗地层的底部砾岩上，是正磁极性的。尽管样品数比较少，该采点的α_{95}较大（$\alpha_{95}=13.5°$）。而采自不同极性的三个不同岩流这一事实就可说明，大量的长期变已平均掉了。

采点27得出的平均方向，在地理坐标中，非常集中于现代地磁场方向。这个采点的标本是采自侵入到塔克那地层中的岩脉上，因此，构造校正也无法消除对重磁化的怀疑。所以，在确定林子宗平均方向时，没有将采点27包括在内。

在采点39中，钻穿几层岩流，但只有5个样品给出了不同于现代地磁场的、稳定一致的磁性方向，而且在5个样品中有2个是反极性。在这个采点中，也观测了少量中间方向，可能表明地磁场反转的过程。

在采点40中，有两个稳定的成分，不论在地理坐标或地层坐标上，它们都不是围绕着现代地磁场。方向Ⅰ相应于低阻挡温度与高矫顽力，而方向Ⅱ相应于高阻挡温度与低矫顽力（见以前的试验研究与图13）。地层改正前，Ⅱ的方向（$D=76.5°$，$I=84°$，$\alpha_{95}=9°$，$K=109$），其倾角非常陡，这就排除了后来经历过倾斜重磁化的可能。该方向换算到地层坐标上，仍然保持了高倾角度（$D=3.5°$，$I=64$；$\alpha_{95}=9°$，$K=109$）虽然和现代地磁场有一定的差异，但基本上还是沿着现代地磁场的。虽然这一点在作过AF和热退磁的所有样品中得到很好地证明，但对这个方向还不能明确地给出解释。方向Ⅰ在构造校正前，和现代地磁场方向是十分不同的，且得出的倾角比现代场的倾角缓。因此，将这个方向当作林子宗的特征方向计人平均值（表4）。

在采点41中，从岩流顶部取了三个岩心（41-07，见试验研究，41-08，41-09），得出异常方向，而且，这些样品与其它采点不同，阻挡温度的范围说明是磁铁矿引起的。在同一岩心内，样品的方向是一致的，但相对岩流的平均方向是相当离散的（$\alpha_{95}=36°$），其平均值（$D=137°$，$I=27°$）与其它一切采点（见表4）的平均值是无法比较的。这些方向的存在，可以作这样的解释，即在岩流冷却过程中，正处在从R到N的倒转阶段（见Hoffmam和Fuller, 1978）。而且，正如我们在试验研究中已注意到的那样，该岩流位于山顶，很可能因雷电而产生异常成分。这三个岩心的方向，在计算该采点平均方向时均未包括进去。

林子宗地层八个采点（24，25，26，28，39，40，41，47）都在地理坐标与地层坐标上计算了其总平均（表4）。其中四个采点是反极性的、两个采点是正极性的，两个采点为混合极性。图15中都统一化成反方向的。该火山岩地层也作了褶皱检验，结果相当于概率水平为99%（K从6.5增加到26.4，试验是有效的，因为该概率水平只相当于$KS/KG=3.7$），且得出了林子宗地层褶皱前的磁性方向为$D=171°$，$I=-25.9°$（或相当于$D=351°$，$I=25.5°$，$\alpha_{95}=11°$，$K=26$）。

表 5 藏北磁性方向一览表

Table 5 Summary of magnetic directions in Northern Tibet

地层时代	N	D(°)	δD(°)	I(°)	P(°N)	δP	α_{95}(°)	K	K_s/K_G	VGP λ(°N)	VGP φ(°E)	VGP A_{95}(°)	VGP K
塔克那北区（N方向）	6	−21.3	6.7	25.4	13.3	4.3	8.9	57.0	6.2	63.5	325.4	6.9	106
塔克那南区（MT方向）	8	−5.7	8.1	22.6	11.8	4.4	8.3	45.7	19.9	71.2	288.4	7.9	50
方　向　差：$\Delta D = 15.6° \pm 10.5°$（差异旋转N—MT）													
平均N+HT	11	−12.3	6.3	24.0	12.5	3.5	6.6	37.3	11.0	68.8	309.3	6.2	48
平均N+LT	14	−21.3	4.9	23.8	12.4	2.7	5.5	53.1	—	63.4	323.2	4.8	69
旋转		平均纬度		23.6	12.3		(α = 7.2)						
林子宗（60—45 Ma）	8	−9.1	11.2	25.5	13.4	6.4	11.5	26.4	4.1				
塔克那南区（LT方向）	8	−2.9	20.5	21.8	11.3	11.2	20.1	8.5	2.2				

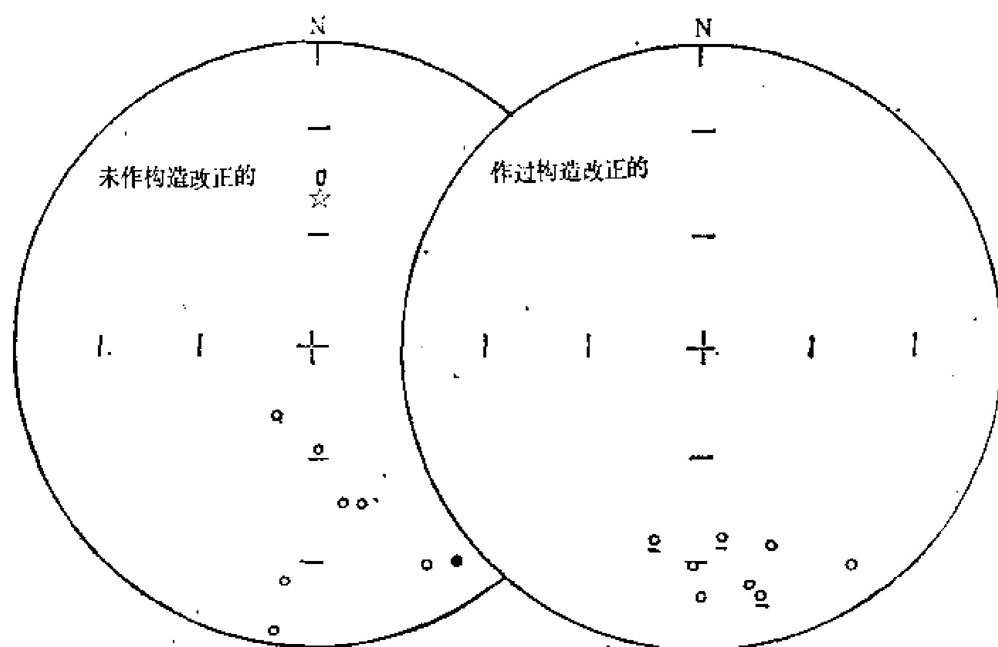


图 15 林子宗火山岩采点平均方向层面改正前、后的赤平投影。在下面划线的，表示是正方向倒过来的。长方形：现代场方向；星形：现代偶极场方向

Fig. 15 Stereographic projection of mean site directions for the Lingzizong volcanics before and after correcting for bedding. Normal directions have been reversed(underlined). Open box: present field direction. Star: present dipole field direction.

采点46是取自拉萨花岗岩体中，对于该岩体，无法进行构造校正。所以，古地磁方向的解释也只能是大致的。只有三个样品给出了稳定的磁方向，其余的变化都太大，也测量到相反的方向（一个正方向和两个反方向），给出采点的平均方向是比较可靠的（即使可能是自反现象）。该花岗岩锆石U-Pb法确定为53Ma（Scharer等，1983），是在林子宗地层出现时侵入的。由于构造校正的角度不大可能超过20°到30°（花岗岩周围火山岩流的倾角平均值），我们大致估算了包括林子宗8个采点与该花岗岩采点的总平均值（表4）。得出的平均方向为：$D=352°$，$I=24°$（$\alpha_{95}=10°$，$K=27$），这和林子宗地层原先的平均方向无明显的差异。

采点2位于那曲附近，属于念青唐古拉以北，不是林子宗地层。该采点包括四个不同的安山岩与凝灰岩岩流群，采样的总厚度约为0.5km。下部岩流群的样品结果表明，在地理坐标上为现代地磁场方向，因而没有将它归纳到表4的平均值中。在试验研究时，两个位于上部岩流群的试验样品，同样观测到现代地磁场成分（见图11，02-13B与02-13A，在200℃与400℃之间），同时也表明叠加了一个较稳定的成分，这一成分在上部岩流的其它样品，也都曾测量到，并计算了平均方向：$D=360°$，$I=40°$（$\alpha_{95}=6.5°$，$K=55$），偏角和林子宗平均方向相近，只是倾角稍陡一些。

六、结 果 分 析

表5集中了塔克那与林子宗地层中所有采点的古地磁方向（图16）。在塔克那地层中，位于拉萨地块（或藏北）北部，只有单一的磁性成分（N，方向指向下），而南部有两组磁性成分（HT与LT）。全部林子宗火山岩只有一组磁性方向。此外，拉萨地块北西那曲镇附近的采点2，较老火山岩上测得的原生方向，可能和班公-怒江缝合带同期（图2）。不同古地磁方向的相互关系及其意义将在本章中加以分析。

1．塔克那地层的原始磁性

念青唐古拉以北的拉萨地块北部磁性成分N（图8）和地块南部的HT(图9)，在99%的概率水平上，都取得满意的褶皱检验。因此，这些成分都是塔克那地层褶皱前形成的。虽然褶皱的时代尚不十分清楚（但完全可以认为，它比林子宗地层老，即在60Ma前，Maluski等1982）。事实表明，红层的剩磁是相当稳定的，且大多数是正极性的，是在白垩纪长的正极性期获得的（110—80Ma），这与塔克那地层形成是一致的。我们也可以参考拉松等（1982）的研究结果，认为是在氧化条件下形成的，这种情况也是塔克那地层形成时期普遍存在的，原始形成的红层剩磁（DRM）可能被几百万年内的自生作用过程和获得的CRM所置换。甚至，出现叠加上少量的反平行成分。也就是说，在一些采点中，其磁性是在长的正极性间隔后，即80Ma后得到的。此外，也有获得过渡磁性方向的，如在采点12与22，测量到反向成分影响增加的结果。事实也表明，这种成分的影响在拉萨地块的南部是微不足道的，这可能意味着南部获得沉积后的CRM时间比北部短得多。

北部地区采点的平均方向（图8），沿大圆弧延伸范围很大。这可用两种不同的方法来说明：一是由于次生磁性成分的干扰，使某些采点沿大圆弧延伸；二是由于阻挡温度谱范围大又无法正确地分离所致。这个地区红层中存在少量的反向成分已在上面作了广泛的讨论，而（图8）离大圆弧不远各点的分布。我们认为，反向成分阻挡温度谱是比较宽的，

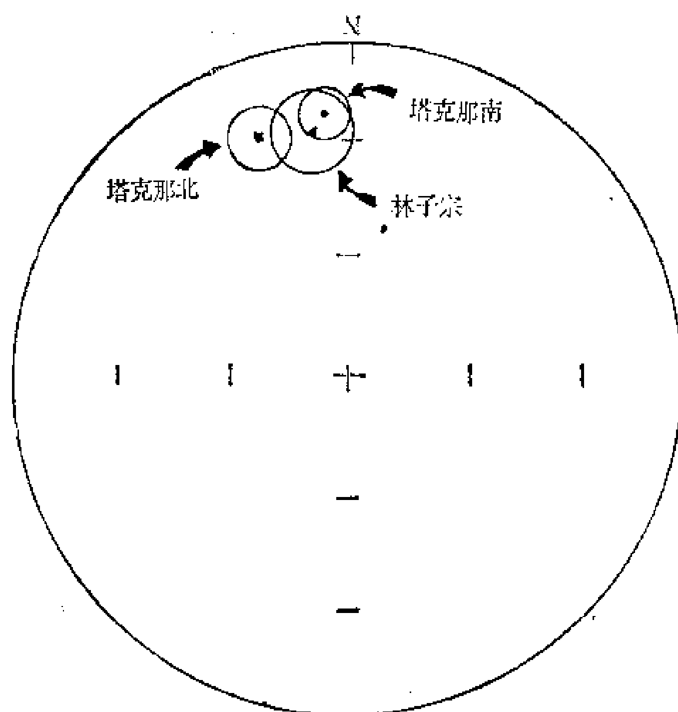


图 16 念青唐古拉地区以北（N方向）与以南（HT方向）塔克那红层平均原始磁性方向，以及林子宗火山岩平均原始磁性方向的赤平投影

Fig. 16 Stereographic projection of the mean primary directions of magnetization of the red beds of the Takena formation, North of the Nyainqentanglha range (direction N) and South of this range (direction HT) and of the mean primary direction of magnetization of the Lingzizong volcanics.

且提出在一个采点内几乎是紊乱分布的，只好以采点的平均值来表示它的方向。另一方面，采点平均方向的范围可能正好说明，在获得剩磁时期，出现一个新的褶皱相，实际上也观察到筒状褶皱，它的倾向是缓慢地向东向下倾（15°—20°）其波长约为几十公里，由于其延伸的方位角（30°W）非常接近于古磁场的平均方向（20°W），则拉萨地块北部可能在红层获得剩磁时，受到南-北方向的挤压（或可能北西10°）。

这些测量结果和北部的N成分与南部HT成分的平均值都是一样的。HT是同一时间间隔中、可能在110—100Ma（沉积时）和80Ma（白垩纪正磁间隔的末期）之间获得的化学剩磁（CRM）所改。尽管是在这么长时期内得到的，但原始剩磁是非常确切的，且倾角完全是一致的。这样，拉萨地块两部分的古纬度分别为：北部（N成分）为13.5±4.5°N；南部（HT成分）为12°±4.5°N（表5）。这和我们认为这两种磁性组份是同时得到的解释是相吻合的。

另一方面，N和HT两个方向的偏角有明显的不同（表5与图16），而提出拉萨地块内部存在着大的破裂：这个资料意味着藏南的南北之间明显地存在着不同的旋转，北部是逆时针方向向北旋转了21.5°±6.5°，而南部只以同样方向旋转了5.5°±8°。这样，从它们的磁性形成以来，两个亚区之间相对旋转了15.5°±10.5°。

最后，我们希望尽可能精确测定整个拉萨地块在塔克那地层磁化时期的纬度平均值，为此采用了三种不同的方法：①，可以计算所有采点的N与HT方向的总平均值（表5），其结果是$D=347.5°$，$I=24°$，且有很好的统计参数（$\alpha_{95}=6.3°$，$K=37$）；②，正褶皱

检验的概率水平超过了99%（见表5对于14个采点，$KS/KG=11$，当$KS/KG=2.55$时，褶皱检验的信任值在99%的水平)。③，初步讨论念青唐古拉两侧偏角不同时提出，这是一个块体相对于另一个块体旋转：如果南部采点的方向严格地按差异旋转的平均值作反时针方向旋转（见表5：N+HT平均旋转值)，剩余的倾角大体上是一致的（$I=23.8°$同24.0°比较起来是一样的)，且正如所期望的那样，将95%置信度范围降到5°。第三种估计，只能得到倾角，其服从高斯分布，且分析结果也是同样的值$I=23.8°$（表5)。

早晚白垩世藏北的古纬度（参考目前拉萨的地理位置）最终计算值是12.5±2.5°N。虽然CRM获得的过程是长期的，但不确定因素很少，这就进一步说明，藏北从塔克那地层沉积（110—100Ma）到白垩纪正极性期末（80Ma）的时期内，很可能停留在同一纬度上。这个结果是可信，但当回想拉松等（1982）讨论得出CRM是长时期作用的结果，而认为红层在许多情况下，用来作古地磁研究是不适宜的时，又在一定程度上令人警讶。回想起来，塔克那地层的古地磁资料用来解释是有把握的，可能基于如下两个因素：它们不存在地磁场倒转和在获得剩磁的大多数时间内，微大陆没有纬向位移。

2. 林子宗地层的原生磁化，塔克那地层的重磁化

林子宗地层磁性的最终平均方向（表5)，说明是火山岩层褶皱之前的，而个别采点的方向簇并不是很好地围绕着平均方向（$\alpha_{95}=11°$，$K=26$）（见图15)，且特别在偏角上，经构造校正后，仍旧有一定的离散度（见表5，$KS/KG=4.1$)，这些比较差的统计参数值可能是由下面几个因素引起的：第一，可能由于在野外测量地层产状的精度不够，而导致构造校正的某种误差，有时由于一些火山岩表面缺少平整的定向平面，实际就存在某些困难（如在采点40的凝灰岩和采点47的安山岩上就有这种情况)；第二是在所有采点上，因长期变不能平均掉所致。例如在采点25与27上，只有少数几个方向是可靠的(少于5个)（见图15，这些采点的平均方向确十分远离林子宗地层的平均方向)；第三，在这组地层中，记录到附加的长期变，且显示出极移。事实上，林子宗地层很可能是在长时期内形成的，估计这组地层垮越了10—20Ma，有两个不同的绝对年龄（60Ma与48Ma)，拉萨地块可能同时经历了纬度和/或区域旋转，而值得注意的是，在图15上，在纬度上只观测到非常有限的位移，大的拉伸是由于采点间偏角的变化所现。因此，可以认为，在林子宗火山岩爆发时，区域旋转比纬度位移更为重要。由于林子宗的喷出时间间隔垮越10Ma以上，所以测量到的方向汇聚得不理想，这是与火山岩磁性的起源有关，即与岩石冷却时获得磁性的一致性有关。

在拉萨地块南部，测量到塔克那LT磁性成分，表明是地层部分褶皱后得到的（褶皱检验在95%的信任水平上不是正的)。这就可以认为，LT可能是重磁化成分：在95%的概率水平上，LT是无法从林子宗磁性方向上辩认出来（见表5)，而只在当塔克那和较年青的林子宗同时存在的区域才能观测到，这很可能是由于火山岩的存在所致。在图10上，给出了构造校正对每个采点LT方向的影响。还可以看到，通过整体的构造校正，导致方向在一定范围内的交叉。在另一方面，单独的方向最初总是先集中在平均方向上，然后就有两种可能，或是继续停滞在平均方向上，或相交。由于这些采点磁性方向的误差与层位测量得不精确，则同时得到重磁化的一切采点就难以清洗了。如果情况就是如此，且测量的误差是任意的，则在图10上所有箭头都相交在同一点上（实际平均方向)。然而，正、反极性两者都在这组成分中测量到这一事实，说明存在一种非同步现象，并证实它是和林子

宗地层有关的。在拉萨地块南部，火山岩流的倾角均方根值约为25°，而塔克那的倾角约为50°，拉萨与羊八井之间（近75°）比林周附近（只有35°）高得多。塔克那地层的全部褶皱中，有1/3—1/2的褶皱是由于包括林子宗火山岩在内的较年青的构造相所引起的。同时，这也表明，原在的构造相，拉萨与羊八井之间比林周附近更强烈，林周附近大多数的褶皱也在较年青的火山岩中得以记录。而且在图10上，也可以看到，过改正量从每个采点总构造校正的约30%（林周附近的采点）变化到60%（拉萨—羊八井附近的采点），这就更进一步证实了这样的设想：在塔克那地层中记录的LT方向是由位于其顶部的林子宗火山岩所产生的。

我们约在45%的林子宗火山岩采点上观测到亚极性（这个数值和古新世—始新世时期正、反间隔比是一致的，见Lowrie和Keut，1983），而塔克那采点，有75%的LT方向为这一极性。作为另外一种解释，认为重磁化事件首先是在正常磁场中发生（受到影响的采点有23、32、33、34、35、38），这很可能发生在白垩纪长正极性间隔末期之前，且这正是林子宗喷发时期，接着就是在反磁场中发生第二次重磁化事件，这是和林子宗地层同时发生的，但只在许多塔克那的构造露头上（采点29与30）观测到。因此，这种解需要假设在塔克那地层有复杂的构造历史上。我们认为，极性比的矛盾，最好用两组地层所采集的标本量不同来解释，事实上，对于极性关系可靠的独立采点的数确是太少了。而且，在表3与5中也可以看到，从6个正极性采点计算出来的LT平均方向，还不能从林子宗的平均方向上区分出来，甚至与包括2个反极性系点在内的LT总平均方向更不接近。

这组方向意味着，拉萨地块在林子宗火山岩喷出时，即60—50Ma之间，位于古纬度13.5°±6.5°处，且进一步指出，从那时以来，地块没有出现过明显的旋转。

3．与以往古地磁研究对比

本文给出的塔克那地层原始磁性方向与以往的测量结果有明显的区别。与中国工作者原来的结果$D=338°$，$I=40°$（朱志文等，1981）及$D=335°$，$I=16°$（朱志文等，1977）所存在的差异，可以用他们对红层退磁不当来解释。确实，在他们这两篇文章中，样品却只作了交变磁场的退磁。我们认为，为了得到塔克那地层的原生磁性，只用一种交变磁场退磁往往是不够的，这一点在他们其中一篇文章（朱志文等，1981）的图3中，也早已明白地看出，用这种技术处理，原始剩磁只能衰减掉10%以下。

塔克那古地磁方向最近一次结果是由韦斯特法尔等（Westphol等，1983；亦可见Pozzi等，1982）得出的，这是1980年第一次中法在西藏合作考察中的一个初步结果（$D=333°$，$I=38°$，$\alpha_{95}=8$），得出的古纬度（21°±6°）比本文的结果高得多。这种差异的存在，可能是某些样品热退磁不足所引起。1980年标本的采集只局限于拉萨地块的南部，在那里被林子宗火山岩所覆盖，褶皱作用与重磁化都十分强烈，以致使原始剩磁难以完全分离出来，这是可以理解的。另外在作热处理时，似乎只加热到650℃到665℃温度。我们在本文中提出，拉萨地块南部塔克那地层的原始成分（HT成分），在一些情况下，650℃温度仍然不能分离出，最好用逐步加温退磁到赤铁矿的居里温度。这样，我们认为韦斯特法尔等（1983）取得部分方向而得出的塔克那平均原结磁性，很可能不完全是真正的原始成因的，宁可把它看成是和较陡的次生成分（LT成分）的混合结果。这在他们的文章图3-a、第五采点的5-8c样品上看得特别清楚。这个采点给出了很陡的倾角值，在计算中有可能影响平均方向。通过对比这些采点的VGP和印度的APWP（Pozzi等，1982），关于可

能存在部分重磁化的假设模糊性增加，可能是由于真实原始剩磁分离不完全所引起。

另一方面，本文从林子宗火山岩中得到的平均古地磁方向和韦斯特法尔等（1983）从同一地层两个采点（采点3与7）得到的方向（偏角、倾角与极性）都十分一致。

七、解　释

前面几章归纳起来的认识是，由塔克那与林子宗地层记录的古地磁方向，有可能评价拉萨地块于晚白垩在及以后的构造历史。这些有关的认识有：①拉萨地块在关键时期的纬度位置；②地块内构造挤压相的范围；③发现了地块内部的差异旋转（这在以前未曾发现过）。在本章内，我们分析了这些测量结果的意义，并将它们同藏北现有的地质研究资料作了对比，进而提出了近100Ma来微构造演化的设想。

1．藏北的古纬度与欧亚地壳短缩

在拉萨地块的全部范围内，塔克那红层的原始磁性倾角完全一致的重要意义在于，地块在中白垩世（Albian—Aptian）为同一构造单元所组成，而且这时的地块内部没有出现过明显的地壳短缩，因此排除了地块内较年青缝合带的存在，这与下面的认识是一致的，即目前在纳木湖附近观察到的蛇绿岩露头实际上是推覆过来的，可能是由于北面班公-怒江缝合带所引起的看法是一致的（Marcoux等，1982）。古地磁的不一致性只允许有一个非常少量的短缩，这和阿莱格尔等（Allègre等1983）提出的、在拉萨地块内部可能存在大陆俯冲是十分吻合的。就这些不一致性而言，几乎和藏北南、北现在纬度差完全一致，即藏北北部与南部之间现在纬度的平均距离恰好等于念青唐古拉两侧平均古纬度上相差1.5°（见图2）。

原来的地质资料（见常承法等，1973），得到近来的地球化学与同位素研究资料（Allègre等）的补充，说明沿班公-怒江缝合带的羌塘与藏北之间碰撞是在红层沉积之前、即110Ma结束的。更北的所有的缝合带则认为形成得更早（常承法等，1973）。因此，拉萨地块的南部边界也就是同一时期、即中白垩世欧亚大陆的南部边缘，这与三角洲环境沉积的塔克那地层的古生物确定（Jaeger等，1982）是一致的。由塔克那原始磁性测量的藏北平均古纬度为12.5°N±2.5°，欧亚南缘约位于11.5°N±2.5°（参考雅鲁藏布缝合带的位置）。

如果藏北是稳定的欧亚大陆的一部分（是以91°E、30°N为参考点），期望的古纬度参见图17。欧亚的APWP采用了两种不同的测定值作对照（Irving，1977；Achache等，1983）。爱尔文（Irving）的曲线实质上只适用于欧亚的北部，阿萨什等（1983）的上白垩世磁极更偏重于欧亚的东部与中部。不过，这两个结果对于本文感兴趣的时期、即40—90Ma间是非常协调的。我们也注意到，在80—90Ma时，两者确定的纬度之间有较大的差异：爱尔文（Irving，1977）为21°±6.5°，而阿萨什等（1983）为17°±6.5°。这种差异一直保持到约50Ma，这时林子宗火山喷发：爱尔文（1977）的曲线上为17°±7°，而阿萨什等（1983）古新世/始新世极上得出的为18.5°±7.5°。在100—50Ma间，拉萨地块不存在纬向运动，这也进一步反映了稳定的欧亚大陆也没有纬向运动。也就是说，在这一时期内，欧亚的南缘仍在同一纬度上，欧亚内部没有南北向的短缩。晚于50Ma（林子宗地层的年龄对这一估计是具关键性的），古纬度上的不一致性消除了，且在拉萨地块的北部，地

壳（大陆）大幅度地缩短，从90Ma以来，这种南北向短缩为1900±700km，而从50Ma以来达2050±700km，上述数据采用阿萨什等（1983）的欧亚极。这个值是由莫纳(Molnar)和达包尼叶（Tapponnier）（1975）及达包尼叶等（1982）估计值的上限。虽然短缩过程的细节超出了本文的范围，但亚洲南缘在长期稳定以后的位置变化，似乎是和印度与亚洲碰撞开始时同时发生的、也和藏北大陆壳底部的消减作用同时发生。这种大规模的短缩，可以在很大距离上分布着，如藏北、天山、甚至更远的走滑断层（Molnar和Tapponnier, 1975；Tapponnier等，1982）或由于褶皱以及大陆内部推覆而使地壳增厚（Allègre等，1983；Hirn等，1983）。

值得指出，拉萨地块上侏罗纪岩石原先的古地磁结果（朱志文等，1981；在这篇文章中，退磁方面讨论的观点是值得推敲的）指出，当时是处于较低纬度的，同时，古生物研究（Allègre等，1983；Joeger等，1982）也提出，拉萨地块在晚二叠世一直处在赤道纬度的北侧。因此，藏南微大陆在整个中生代，可能一直位于赤道到北热带纬度内。如果，这个地块属于冈瓦纳部分的话，那么它从冈瓦纳大陆分离出来，至少在早二叠世(Allègre等，1983)。

上白垩世，印度仍然远在南半球（图17模拟曲线，古纬度也相对于拉萨附近同一参考点：91°E，30°N，由Klootwijk和 Radhakrishnamurty 根据印度的 APWP 推论）。约在50Ma，即大陆壳的可能在西藏底部开始消减或俯冲时（Topponnier等，1981：林子宗凝灰岩的出现可能与它有关），藏北和印度北缘之间，沿雅鲁藏布一带仍有12±8°的纬度差。要想精确地估计这一差异，既要严格地依赖于林子宗火山岩年龄的精确测定，但这方面至今仍太不够；又要取决于印度的APWP的精确估计，这将依赖于大量新生代的DSDP岩心，但易出错误而需要仔细估计（Klootwijk和Radhakrishnamurty, 1981）。如果计算得纬度差异不是偶然的，那么这就意味着，从新生代以来，拉萨地块与稳定的印度克拉通之间会聚与地壳短缩了几百公里，这可能是一定量的大陆壳沿雅鲁藏布缝合带的消减和沿主冲断层，如雅鲁藏布南面的MBT、MCT与康马冲断层大陆壳俯冲的结果（Allègre 等，1982；Burg, 1983；Brunel, 1983；Hirn等，1983）。西藏正在进行的古地磁研究，从定日（喜马拉雅和雅鲁藏布之间）古新世标本的部分研究中，提供了独立确定大规模的短缩和这些构造各方面特征是同时发生的（Besse等，待发表）。

最后，需要着重指出的是，由本文得出数据表明，藏南在碰撞前，没有明显的纬度位移（图17）。因此，由韦斯特法尔和包齐（1983）提出的古新世西藏南向运动的模型，用现在的数据，显然是无法支持的。

2. 藏北压缩构造相

塔克那地层褶皱主相的年龄仍然未确定，且其成因也还是一个争论不休的问题。这个相是相当强烈的，并在拉萨地块南部记录下来。在那里，林子宗地层不整合覆盖其上，所以年龄控制在早于60Ma（Tapponnier等，1981；Maluski 等，1982）。塔克那地层原生磁性的正褶皱检验表明，褶皱可能晚于 80Ma 形成。构造前形成的 CRM 很可能延续到白垩纪长正磁性间隔的末期。念青唐古拉北部塔克那地层的褶皱不如南部那么强烈，但很可能是属于同一个相的。拉萨地块两侧的褶皱与磁性相对特点是一致的，从北部剖面上得到的古地磁方向有一定的延伸（图8）。可能有两个原因，一是在获得CRM之前（可能与沿班公-怒江缝合带的活动构造有关），有一个难以觉察的、小振幅、长波长的压缩相，二是在

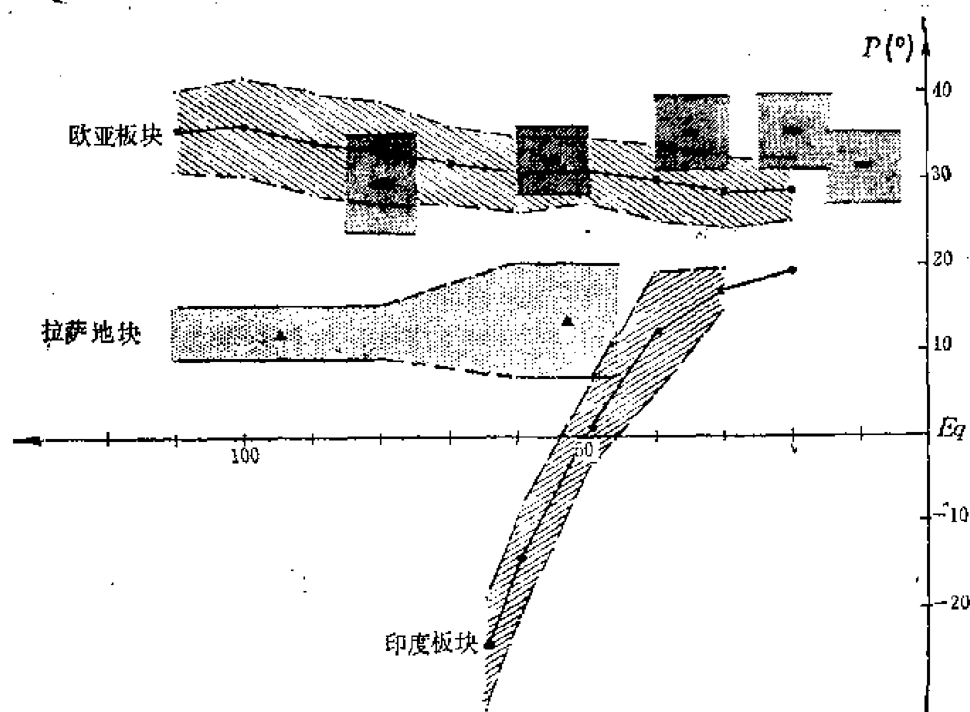


图 17 藏北在中白垩世和印度-亚洲碰撞前按古地磁资料得出的古纬度（中间的曲线）。其是相对于拉萨附近参考点（91°E，30°N）所得的古纬度，是与印度（下面曲线）或欧亚（上面曲线）的移动相协调的，印度的曲线是按该大陆APMP后计算的（Klootwijk和Radhakrishnamurty，1981），欧亚连续曲线是Irving（1977）根据该大陆的APWP计算得的，欧亚的第二条曲线是根据一系列独立的上白垩世与新生代极计算出的（Achache等，1983），印度与藏北的碰撞约出现在50Ma，但极依赖于新生代林子宗火山岩年龄的确定，古纬度的误差是由 $\delta_P = A_{95}(1 + 3\cos^{\sqrt{2}} P_0)/2$ 来计算的，其中P_0是古纬度。

Fig. 17 Paleolatitude of Southern Tibet since middle Cretaceous and before the India-Asia collision, as deduced from paleomagnetic data (middle curve). It is compared with the paleolatitude expected at a point near Lhasa (91°E, 30°N) considered to have drifted with India (lower curve) or Eurasia (upper curves). The curve for India is computed after the APWP for this continent (Klootwijk and Radhakrishnamuty, 1981). The continuous curve for Eurasia is deduced from the APWP of this continent of Irving (1977). The second curve for Eurasia is computed from a series of independant Upper Cretaceous and Cenozoic poles (Achache et al., 1982). The collision between India and Southern Tibet is shown to occur near 50 Ma but appears to strongly rely on the age of the Cenozoic Lingzizong volcanics. The paleolatitude uncertainties are computed by $\delta_P = A_{95}(1 + 3\cos^{\sqrt{2}} P_0)/2$ where P_0 is the paleocolatitude.

塔克那主褶皱相开始时，获得的CRM是不完全的。

这个构造相的年龄，在80Ma—60Ma之间，不可能和印度碰撞时期一致。一般认为，碰撞时期不会早于50Ma。因此，林子宗火山岩年龄的确定与印度北缘较精确的重建，将有可能进一步指导我们重新考虑这个结论（Allègre等，1983）。作为另一种假定式的解释，Allègre等提出，可能是岛弧与藏北碰撞，但一直到现在也未在冈底斯发现这个岛弧残片的证据（Coulon等，1982）。第三种可能是一个海洋板块或一个大的无震海脊或海山域的碰撞。由Patriat作的印度洋古再造表明，印度板块在中生代的几十百万年内，相对于（非洲）留尼汪岛热点位置，几乎一直保持不变。该热点紧挨于印度大陆的北西，消失于

Neo—Tethys之下，且可能是在大量接近海山的地区或在大的无震脊或在海底高原、喷流出大量物质所引起的。这些海底火山岩域约在异常27前，即65Ma前，消减在藏北底下。塔克那地层的褶皱被认为是类似“安底”消减作用（“Andean”subduction）(Burg等，1983)。我们暂且认为，这个在拉萨地块整个范围内出现的主褶皱相，可能是由留尼汪热点形成的无震火山脊或海底高原的碰撞与消减的结果。事实上可以认为，“安底”型（“Andean”）造山，实际上是和微陆块或海洋高原的碰撞有关（Nus 和Ben Avraham, 1981, Tapponnier, 个人通讯）。

塔克那地层褶皱的第二个相，发生在拉萨地块南部，且是由覆盖其上的林子宗地层记录。这个相的时间稍晚，而林子宗火山岩重磁化是比其下部红层重磁化的时间稍晚或部分同时发生。其年龄必须晚于45Ma（Westphal等1983，测定的年龄为48Ma)。拉萨—羊八井地区出现的褶皱强度比澎波—林周地区强烈，这里的地层面有时是直立的，甚至轻微倒转（图2)。因此，褶皱强度从东到西增加，且从南到北也可能如此，这与通常认为西藏普遍出现的是东西向圆柱形对称而明显不同，这一点可能将第二个相与念青唐古拉断裂系的活化联系起来。这个相和林子宗火山活动终止有明显的关系，且也和印度经历过的扩张率与方向变化有明显关系（Molnar 和Tapponnier, 1975; Patriat, 1983)，都是和印度同拉萨地块以及亚洲的碰撞开始完全有关的。

3. 藏北新生代的构造旋转

取自拉萨地块北部塔克那地层的原始剩磁方向，表明地块有明显的逆时针方向旋转，如上面已讨论过的，时间可能晚于80Ma（表 5 与图16)。与此同时，自上白垩世以来，欧亚继续作顺时针方向旋转。相对于我们在拉萨附近的参考点（91°E, 30°N）而言，期望“欧亚”的偏角为20°±8°（从Achache等的上白垩世极计算出)，而与其对应的藏北北部的偏角为－21.5°±6.5°（表5)，若以藏北北部逆时针旋转结果来期望欧亚偏角，则得到十分大的值41.5°±10.5°（图18)

新生代印度的APWP也记录了类似的逆时针方向旋转。近60Ma来，APWP 完全依赖DCDP岩心（Klootwijk和Radhakrishnamurky, 1981)，在60—70Ma Deccan Trapps平均极的测定结果，也说明印度为逆时针方向旋转（Klootwijk, 1979)。相对稳定的欧亚而言，旋转了约35°±11°（图18)。这种旋转也在印度洋海洋磁异常上得到记录（Molnar 和Tapponnier, 1975; Patriat等，1982; Patriat. 1982)。正如前一章中述叙过，这些异常说明印度相对于非洲的扩张方向在20号异常时（43Ma）突然发生明显变化，而后，到了22号异常时（50Ma）扩张速率明显降低（Patriat, 1983)。可用印度洋与大西洋接合处异常来限定印度与欧亚的相对运动（Patriat等，1982; Patriat和Achache发表中)。印度逆时针方向运动是相当普遍的现象，而最早出现在20号异常与28号异常之间（即 43Ma 与 40Ma之间)。因此，旋转完全与碰撞有关。而且，旋转的大小与方向也与拉萨地块北部明显一致，强有力地支持了两者之间因果关系的思想。当然，藏北与欧亚间相对运动的时候，两个地块早已缝合了几十百万年，只有象亚洲的碰撞这样明显的构造事件，才能说明彼此间如此巨大的相对运动。我们初步设想，这个旋转部分是由班公-怒江缝合带上大幅度的右行走滑所产生，缝合带减弱后出现走滑断层的回春作用而成为西藏的普遍现象（Tapponnier等，1981)，而且，甚至可能是大陆增生与演化的特有特征(见Allègre 等，1983)，这和Peltzer等（1982）及Tapponnier等（1982）最近所做的模拟形变试验是一致的。印

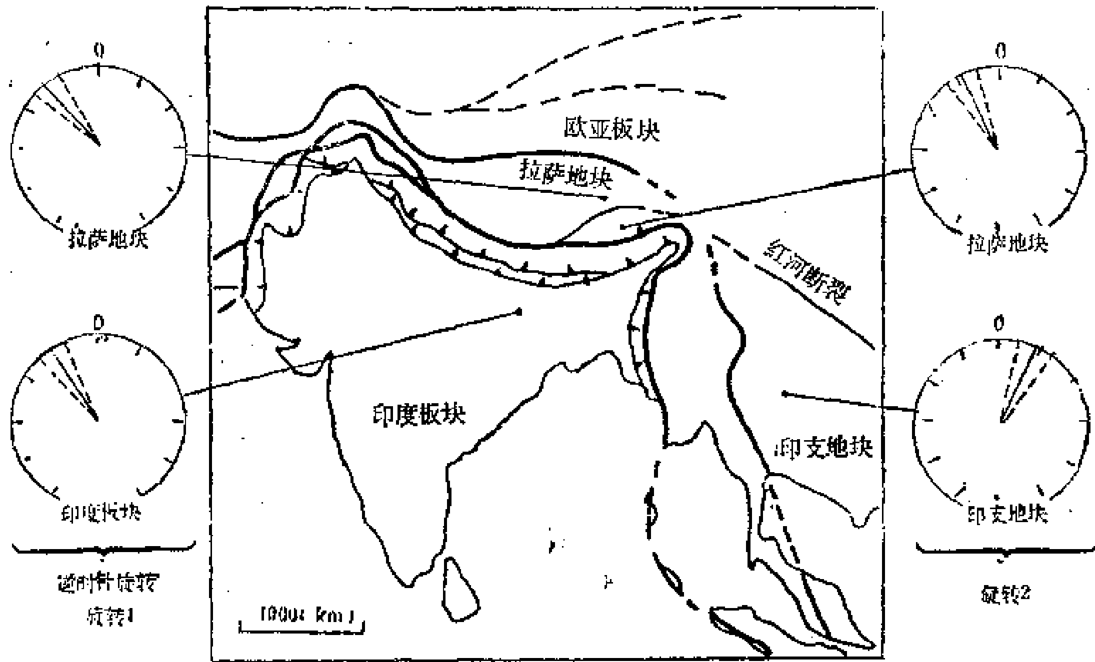


图 18 表明西藏周围主要构造单元的中一南欧亚略图

粗线：缝合带（BNJ：班公-怒江；YZ：雅鲁藏布）；带三角刺的线：大陆推覆，也表示出了念青唐古拉断裂带（NQTL）与红河断裂带，左面的圆圈表示印度与藏北相对于"稳定"欧亚的逆时针旋转；上面两个圆圈表示藏北内部沿NQTL左行位移相匹配的差异旋转、也表示了与沿红河断裂左行位移同时发生的印度支那地块相对于稳定欧亚的顺时针旋转（Tapponnier 等，1982）。L：拉萨、旋转误差是按$\delta D=\sin^{-1}(\sin A_{95}/\sin P_0)$计算的，其中$P_0$是古纬度。

Fig. 18 Sketchmap of South-Central Eurasia indicating the major tectonic units surrounding Tibet. Heavy lines: suture zones (BNJ: Bangong-Nujiang; YZ: Yarlung-Zangbo). Barbed lines: continental thrusts. Also indicated are the Nyainqentanglha (NQTL) and the Red River fault zones. Circles on the left show the counterclockwise rotations of India and Northern Tibet with respect to "stable" Eurasia. The two upper circles indicate the differential rotation within Northern Tibet compatible with left-lateral displacement along the NQTL. Also shown is the clockwise rotation of the Indochina block with respect to stable Eurasia associated with left-lateral displacement along the Red River fault (Tapponnier et al., 1982). Although suggested by the rotations, the continuity of structures (faults and sutures) has been volontarily omitted near the Assam syntaxis. L: Lhasa. The rotation uncertainties are computed by $\delta D=\sin^{-1}(\sin A_{95}/\sin P_0)$ where P_0 is the paleocolatitude.

度和藏北北部（范围可能还要大）的旋转，今后将称之为"旋转Ⅰ"。

藏北南部相对于欧亚（25.5°±11.5°，表5与图18）的逆时针方向旋转显然小于其南与北的两个块体，这一点可由塔克那红层的原始CRM、林子宗火山岩的原始TRM以及红层在林子宗喷发期的次生重磁化所证实。这也可以认为，在念青唐古拉以南与雅鲁藏布缝合带（？）以北的拉萨地块部分相对于藏北北部（表5，15.5°±10.5°）与印度（11.5°±12.5°）有明显的顺时针方向旋转。这种顺时针方向的旋转和沿念青唐古拉断裂的左行走滑运动是一致的（Tapponnier 等，1981；1982；以及在出版中）。而且，模拟形变试验（Paltzar等1982；Tapponnier等，1982）提出，在碰撞早期，这个断层可能和藏南及印度

支那部分挤压有关，并成南西向凸起，拉萨地块南部的顺时针方向旋转是和印度支那一样的，但印度支那相对于拉萨地块的北部（65°±12°）或相对于稳定欧亚大陆（24°±12°；Achache等，1983）的旋转角度稍大一些。印度支那的旋转是和沿红河断裂的左行走滑断裂一致（图18，Tapponnier 等，1982；Tapponnier，出版中）且提出一种可能是有意义的想法，红河和念青唐古拉之间是类似的、甚至是相连的（Tapponnier等，1982.，Achache等1983），这似旋转，今后称之为“旋转Ⅱ”。

野外调查与模拟试验进一步认为，旋转Ⅱ也是与碰撞有关。虽然其它的解释也是遵循所得到的资料，一种最简单的看法是，旋转Ⅰ与旋转Ⅱ都是和印度碰撞结果同时发生的，发生的时间约在40Ma前的几个百万年短期内，这和念青唐古拉左行走滑断层的早期相及透镜状藏北地块的东向喷发是一致的。然后是念青唐古拉带的变形和拉萨地块两亚单元间的相对运动终止。换句话讲，旋转Ⅰ可能与旋转Ⅱ同期出现，即整个拉萨地块两部分相对的运动是由于印度而加强，然而使拉萨地块南部特殊化，并开始它的独立运动。本文得出的古地磁结果是与阿萨什（Achache等1983）原来分析是一致的。其为藏北和印度支那之间密切的古地理关系提供了证据，上白垩的古纬度相当一致（12.5°N±2.9°对15.5°±9°N）。且我们也相信下面的观点：先是形成通常的东西向延伸的欧亚南部活动边缘，而后由于印度的到达而破坏。

致谢：这项工作是中法西藏地学合作项目中的一部分，这项工作的完成主要依靠法国国家天文与地球物理研究所（CNRS）和中华人民共和国地质部领导与支持。我们非常感谢鲁连仲、袁相国与其它中国同事在野外采集标本中给予的帮助，感谢 P. Tapponnier；G. Poltzer与R. Almijo在野外与实验室和我们有效的、富于成果地在构造问题与模拟实验方面的合作，并感谢P. Patriat在印度重建方面的帮助与讨论。

参 考 文 献

Achache, J., V. Courtillot and J. Besse, Paleomagnetic constraints on the late Cretaceous and Cenozoic tectonics of southeastern Asia, Earth Planet. Sci. Lett., 63, 123-136, 1983.

Achache, J., V. Courtillot and Y. X. Zhou, The paleolatitude and geographical extent of the Lhasa block in Cretaceous time, Terra Cognita, 3, 2-3, 263, 1983.

Achache, J., V. Courtillot, Y. X. Zhou, L. Z. Lu and X. G. Yuan, The paleolatitude and geographical extent of Southern Tibet in middle Cretaceous. New paleomagnetic data, in Proceedings, CCOP Workshop on paleomagnetic research in Southeast and East Asia. Kuala-Lumpur, 1-5 March 1982, Edited by J. Briden, in press.

Allègre, C. J., et al., Structure and evolution of the Himalaya-Tibet orogenic belt, Nature, in press, 1983.

Besse, J., V. Courtillot, J. P. Pozzi, M. Westphal and Y. X. Zhou, Paleomagnetic estimates of Cenozoic convergence in the MCT and Zangbo suture, in preparation.

Brunel, M., Etude pètrostructurale des chevauchements ductiles en Himalaya (Népal oriental et Himalaya du Nord-Ouest), Thèse d'Etat, Université Paris VII, pp. 395, 1983.

Burg, J. P., Tectonogenèse comparée de deux segments de chaines de collision; le Sud du Tibet et la chaine Hercynienne d'Europe, Thèse d'Etat, Université des Sciences et Techniques du Languedoç, Montpellier, pp. 361, 1983.

Burg, J. P., F. Proust, P. Tapponnier and G. M. Chen, Deformation phases and tectonic evolution of the Lhasa block (Southern Tibet, China), submitted to Eclogae Helvetiae.

Chang, C. F., and H. L. Cheng, Some tectonic features of the Mt Jolmo Lungma area, Southern Tibet, China, Scientia Sinica, 16, 257-265, 1973.

Coney, P. J., D. L. Jones and J. W. H. Monger, Cordilleran suspect terranes, Nature, 288, 329-333, 1980.

Coulon, C., S. C. Wang and B. X. Wang, Preliminary data on volcanism from Central and Southern Tibet, in Colloque francochinois sur la géologie de l'Himalaya, Quilin, PRC, 1982.

Courtillot, V., J. Achache and Y. X. Zhou. The paleolatitude and geographical extent of the Lhasa block in middle Cretaceous time, EOS, 63, 45, 1093, 1982.

Courtillot, V., X. C. Xiao et al., Structure and evolution of the Eastern and Western extensions of the Lhasa block: report of the 1982 french-chinese campaign in Tibet, in preparation.

Girardeau, J., J. Marcoux, C. J. Allègre, J. P. Bassoulet, X. C. Xiao, Y. K. Tang, Y. G. Zao and X. B. Wang, The Neo Neo-Cimmerian Donqiao ophiolite, Bangong-NuJiang suture zone, Tibet, China: tectonic environment and geodynamic significance, Nature, in press, 1983.

Hirn, A., A. Nercessian, M. Sapin, G. Jobert, Z. X. Xu, E. Y. Gao, D. Y. Lu, and J. W. Teng, Lhasa block and bordering sutures: continuation of a 500 km Moho traverse through Tibet, Nature, in press, 1983.

Hoffman, K. A., and M. Fuller, Transitional field configurations and geomagnetic reversal, Nature, 273, 715-718, 1978.

Irving, E., Drift of the major continental blocks since the Devonian, Nature, 270, 304-309, 1977.

Jaeger, J. J., C. Adloff, J. Doubinger, D. Pons, C. Vozenin-Serra and N. W. Wang, The contribution of fossils to the paleogeography of the Lhasa block (Tibet), EOS, 63, 45, 1096, 1982.

Kirschvink, J. L., The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data, Geophys. J. R. Astron. Soc., 62, 699-718, 1980.

Klootwijk, C. T., A review of paleomagnetic data from the Indopakistani fragment of Gondwanaland, In Geodynamics of Pakistan, Edited by A. Farah and K. A. de Jong, Geol. Surv. Pak., Quetta, 41-80, 1979.

Klootwijk, C. T., and C. Radhakishnamurty, Phanerozoic paleomagnetism of the Indian plate and the India-Asia collision, in Paleodeconstruction of the continents, Geodyn. Ser., 2, 93-105, 1981.

Larson, E. E., T. R. Walker, P. E. Patterson, R. P. Hoblitt, and J. G. Rosenbaum, Paleomagnetism of the Moenkopi Formation, Colorado plateau: Basis fro long-term model of acquisition of chemical remanent magnetism in red beds, J. Geophys. Res., 87, 1081-1106, 1982.

Lowrie, W., and D. V. Kent, Geomagnetic reversal frequency since the Late Cretaceous, Earth Planet. Sci. lett., 62, 305-313, 1983.

McElhinny, M. W., Statistical significance of the fold test in paleomagnetism, Geophys. J. R. Astron. Soc., 8, 338-340, 1964.

Maluski, M., F. Proust, and X. C. Xiao, First results of $^{39}Ar/^{40}Ar$ dating of the transhimalayan calc-alkaline magmatism of Southern Tibet, Nature, 298, 152-154, 1982.

Marcoux, J., P. Tapponnier, C. F. Chang and G. C. Li, Coupe tectonique Nord-Sud de la région à l'Ouest du Nam Co (Na Mu Hu), in Colloque franco-chinois sur la géologie de l'Himalaya, Quilin, PRC, 1982.

Mattauer, M., P. Tapponnier, and G. Peltzer, Interprétation en décrochement de la faille de Damxung et discussions sur l'importance des décrochements tertiaires au Tibet, in Colloque franco-chinois sur la géologie de l'Himalaya Quilin, PRC, 1982.

Molnar, P., and P. Tapponnier, Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision, Science, 189, 419-426, 1975.

Nicolas, A., J. Girardeau, J. Marcoux, B. Dupré, X. B. Wang, Y. G. Cao, H. W. Zheng and X. C. Xiao, The Xigaze ophiolite (Tibet): a peculiar oceanic lithosphere, Nature, 294, 414-417, 1981.

Nur, A., and Z. Ben-Avraham, Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America, Mem. Geol. Soc. Am., 154, 729-740, 1981.

Patriat, P., Evolution du système de dorsales de l'Océan Indien, Thèse d'Etat, Université Paris VII,

1983.

Patriat, P., J. Segoufin, R. Schlich, J. Goslin, J. M. Auzende, P. Beuzart, J. Bonnin and J. L. Olivet, Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie, Bull. Soc. Geol. France, 24, 2, 363-373, 1982.

Patriat, P., and J. Ahache, The India-Asia collision. A synthesis of paleomagnetic data and oceanic magnetic anomalies, in preparation.

Peltzer, G., P. Tapponnier and P. Cobbold, Les grandss décrochements de l'Est Asiatique: évolution dans le temps et comparaison avec un modèle expérimental, C. R. Acad. Sci. Paris, 294, 1341-1348, 1982.

Pozzi, J. P., M. Westphal, Y. X. Zhou, L. S. Xing, and X. Y. Chen, The position of the Lhasa block (South Tibet) during late Cretaceous time: new paleomagnetic results, Nature, 319-321, 1982.

Tapponnier, P., et al., The Tibetan side of the India-Eurasia collision, Nature, 294, 405-410, 1981.

Tapponnier, P., J. L. Mercier, R. Armijo, T. G. Han and J. Zhou, Field evidence for active normal faulting in Tibet, Nature, 294, 410-414, 1981.

Tapponnier, P., G. Peltzer, A. Y. Le Dain, R. Armijo and P. Cobbold, Propagating extrusion tectonics in Asia, new insights from simple experiments with plasticine, Geology, 10, 611-616, 1982.

Tapponnier, P., G. Peltzer and R. armijo, On the mechanics of the collision between India and Asia, Proc. Geol. Soc. London, in preparation, 1983.

Schärer, U., R. H. Xu, and C. J. Allègre, U-Pb geochronology of Gangdise (Transhimalaya) plutonism in the Lhasa-Xigaze region, Tibet, Earth Planet. Sci. Lett., submitted, 1983.

Westphal, M., J. P. Pozzi, Y. X. Zhou, L. S. Xing and X. Y. Chen, Paleomagnetic data about Southern Tibet (Xizang)-I. The Cretaceous formations of the Lhasa block, Geophys. J. R. Astron. Soc., 73, 507-521, 1983.

Westphal, M., and J. P. Pozzi, Paleomagnetic and plate tectonic constraints on the movement of Tibet, Tectonophysics, 78, 1-10, 1983.

Xu, R. N., U. Schärer and C. J. Allègre, Granites, volcanics and basement in the Southern Tietan plateau (Lhasa block): a U-Pb geochronological study, in pedaration.

Zijderveld, J. D. A., A. C. Demagnetization of rups: analysis of results, in: Methods in paleomaquetism, Edited by D. W. Collinson, K. M. Creer and S. K. Runcorn, Elsevier, Amsterdam, 254-286, 1967.

Zhu, X. Y., C. Liu, S. J. Ye and J. L. Lin, Remalence of red beds from Linzhou, Xizang and the northward movement of the Indian plate (in Chinese, Engish abstract), Scientia geol. sin., 1, 44-51, 1977.

Zhu, Z. W., X. Y. Zhu and Y. M. Zhang, Paleomagnetic observations in Xizang and continental drift, Acta Geophys. Sin., 24, 40-49, 1981.

PALEOGEOGRAPHIC AND TECTONIC EVOLUTION OF NORTHERN TIBBT SINCE MIDDLE CRETACEOUS TIME: NEW PALEOMAGNETIC DATA AND SYNTHESIS

J. Achache[①], V. Courtillot[①], Zhou Yaoxiou[②]

Abstract

During the second paleomagnetic campaign in Tibet, in the summer of 1981, we sampled the middle Cretaceous red beds of the Takena formation

and the Cenozoic volcanics of the Lingzizong formation. A detailed analysis of about 400 specimens of red beds reveals a stable component of normal magnetization (N) in the north of the Lhasa block (north of the Nyainqentanglha range) and two stable components in the south (LT, HT) where the red beds are more strongly folded and are unconformably overlain by the Lingzizong volcanics. All three components are carried by hematite. Blocking temperatures range from 400°to 600℃ for LT and up to the Néel temperature of hematite for both N and HT. LT is shown to postdate part of the folding of the Takena whereas N and HT both indicate a positive fold test at the 99% probability level. In addition, a small (less than 10% of the NRM) antiparalll component is superimposed in most samples, and may be consistent with a model of long-term acquisition of a CRM for the red beds. Analysis of the volcanics reveals a single stable component with mixed polarities, carried either by hematite or magnetite. The paleomagnetic directions indicate that: 1-The Lhasa block stood at $12.5^\circ \pm 2.5^\circ$ N by Upper Cretaceous and at $13.5^\circ \pm 6.5^\circ$N in the Paleocene-Eocene, thus confirming the limited displacement of the margin of Eurasia between Albian-Aptian (deposition of the red beds) and Eocene(onset of the India/Asia collision). These values imply crustal shortening by as 1900 ± 700 km north of the block (since the onset of the collision); 2-Northern Tibet formed a single tectonic unit by middle Cretaceous time; 3-Differential rotations are observed within the block and are related to the collision. These rotations are discussed in the frame of a recent extrusion tectonics model. This study confirms the close paleo-geographic relationship between Indochina (Khorat plateau) and Northern Tibet prior to the India/Asia collision.

① IPGP, Université Paris 6, and UER des sciences de la Terre, Univer-sitéparis 7. France
② Ministry of Geology, Beijng, China

西藏地磁变化异常

陈大猷① F.波朗松②

概 况

1982年在西藏的浪卡子至桑雄近似于南北方向的300km区间上应用9个高灵敏度莫尼尔（Mosnier）磁变仪台站进行了三条剖面的观测，同步记录各台站地磁场水平分量的瞬态变化。采用数字磁带记录格式，动态范围72dB，精度为0.05nT。

采用地磁差分测深（SMD）的数据处理方法，选择某一适当的台站为参考站，其上所记录的变化磁场为所研究异常区域内的“正常场”。各测站相对于参考站瞬时值的差分则是其异常场，用相对于正常场的百分率来表示。

与地壳中电导率异常有关的变化磁场异常在若干年来是用两种不同而且矛盾的方法来解释的。其一是假设为靠近异常处构造内的直接感应；其二是把异常和地壳内的电导率横向不均匀所致的通道电流联系起来。

我们研究了10分钟至2小时周期范围内的水平异常场，并详细叙述北部剖面的结果。

我们发现了沿着念青唐古拉断裂带存在一个上述周期范围内方向不随时间变化的线性极化异常场，从而提供了一个地壳内与此断层相对应的电流通道的信息。

二、基 本 原 理

假定在半无限柱状构造带中有与构造轴平行的大地电流流动（图1），而在构造带中的电导率远较其它部分高（$\rho_1 \ll \rho_0$）。那么大地电流的强度在构造带内部就比外部要大。过剩电流 j 在地表产生一个非均匀异常磁场，其水平分量H_a如图所示。

该场不能直接观测到，因为尚有一部分由外部场及由此外部场在层状地层中的感应电流j_0所产生的场组成的均匀正常场H_n叠加其上。正常场H_n在各点具有相同的值。因而我们可以根据在远离构造的 M_0 点处测得的场值和异常带内测得的场值的差来消去H_n，求得H_a。因此依赖这种称之为地磁差分（SMD）的方法，我们可以发现地壳内的异常导电性。

设$H(t)$、$D(t)$、$Z(t)$分别为磁场南北、东西和垂直方向三个分量随时间变化的瞬时值；$\Delta H_{0i}(t)$、$\Delta D_{0i}(t)$和$\Delta Z_{0i}(t)$是作为参考站的0站与剖面上任一个i站间这三个分量瞬时值的差分。

根据上述原理，在每一个测站上，随时间变化的瞬时场可写成：

① 地质矿产部地球物理地球化学勘查研究所

② 法国地球物理研究中心奥尔良地磁实验室

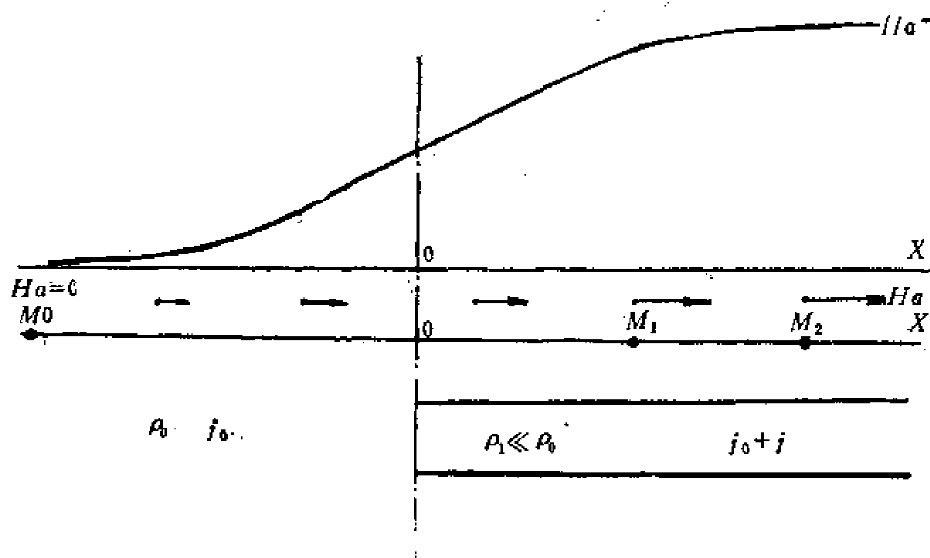


图 1　原理图

Fig. 1. Scheme of principle

$$H(t)=H_a(t)+H_n(t)$$

这里$H_n(t)$是正常场，由外部场和外部场在层状地层中的响应所组成。$H_a(t)$是异常场，仅当地层具有横向导电不均匀时才存在。我们所观测研究的是几个小时周期以内的短期变化场，而不是地球的基本磁场及其长期变化。SMD的剖面长度一般均小于500km，在此范围内可认为磁层和离子层中的外部场源是均匀的，因而$H_n(t)$在剖面上处处相等，而$H_a(t)$却对应于构造有一分布。所以差分$\Delta H_{0i}(t)=H_i(t)-H_0(t)$和$\Delta D_{0i}(t)=D_i(t)-D_0(t)$中就不包含正常场，而成为0站和$i$站之间异常场之差：

$$\Delta H_{0i}(t)=H_{ia}(t)-H_{0a}(t)$$

$$\Delta D_{0i}(t)=D_{ia}(t)-D_{0a}(t)$$

如果0站位于离所研究的异常为足够远的"正常"位置，则我们就有$H_{0a}(t)\equiv 0$和$D_{0a}(t)\equiv 0$（对于任意时间t），则上式可简化为：

$$\Delta H_{0i}(t)=H_{ia}(t)$$

$$\Delta D_{0i}(t)=D_{ia}(t)$$

上式的物理含义为：测站与参考站的差分值即是测站的异常值。

在实际工作中，如果在0站附近的差分值恒等于零或者相对于异常区内同时测得的差分值来讲小得多时，则在与所研究异常的水平尺度可比拟的范围内可认为0站是一个良好的参考站。可见参考站的定义具有相对的含义。

我们认为，本文研究范围内的异常并不是由于测站附近地层中的局部感应，而是由于在大面积范围内感应，在远处构成一个闭合迴路而流经该处的通道电流所引起的。外部场和通道电流的激发源是太阳风的等离子流与地球磁场的相互作用——地磁场与等离子体的压缩，西向环形电流的形成与缓慢衰退。由此可见异常场在各处应具有相同的时间函数。故在各处的异常场均可写成一个空间函数与相同的时间函数$R(t)$的乘积：

$$H_{ia}(t)=f(i)\cdot R(t)$$

$$D_{ia}(t)=g(i)\cdot R(t)$$

$$H_{ra}(t)=f(\gamma)\cdot R(t)$$

可得：

$$\frac{\Delta H_{0i}(t)}{\Delta D_{0i}(t)}=\frac{H_{ia}(t)}{D_{ia}(t)}=\frac{f(i)}{g(i)}=\lambda_i$$

$$\frac{\Delta H_{0i}(t)}{\Delta H_{0r}(t)}=\frac{H_{ia}(t)}{H_{ra}(t)}=\frac{f(i)}{f(r)}=\mu_{ir}$$

其中λ_i和μ_{ir}是仅依赖于位置i和i、r的常数，而与时间以及变化的频率无关。亦即水平异常场具有线性极化的特征。

简言之，在任何一个测站，水平异常场都沿着与时间无关的方向线性极化，该方向表征着引起该点异常的等效电流的方向。各测站上异常场的时间函数是相同的，即随时间变化的规律相同。

在欧州和我国的西藏，这些特性得到了实测资料的证实。

还应提到一点，多少年来经常应用的深部磁测深（DMS），就其基本原理而言与SMD是雷同的，然而前者测量的是地磁场的垂直分量Z，因而就导致了SMD相对于DMS的下述两

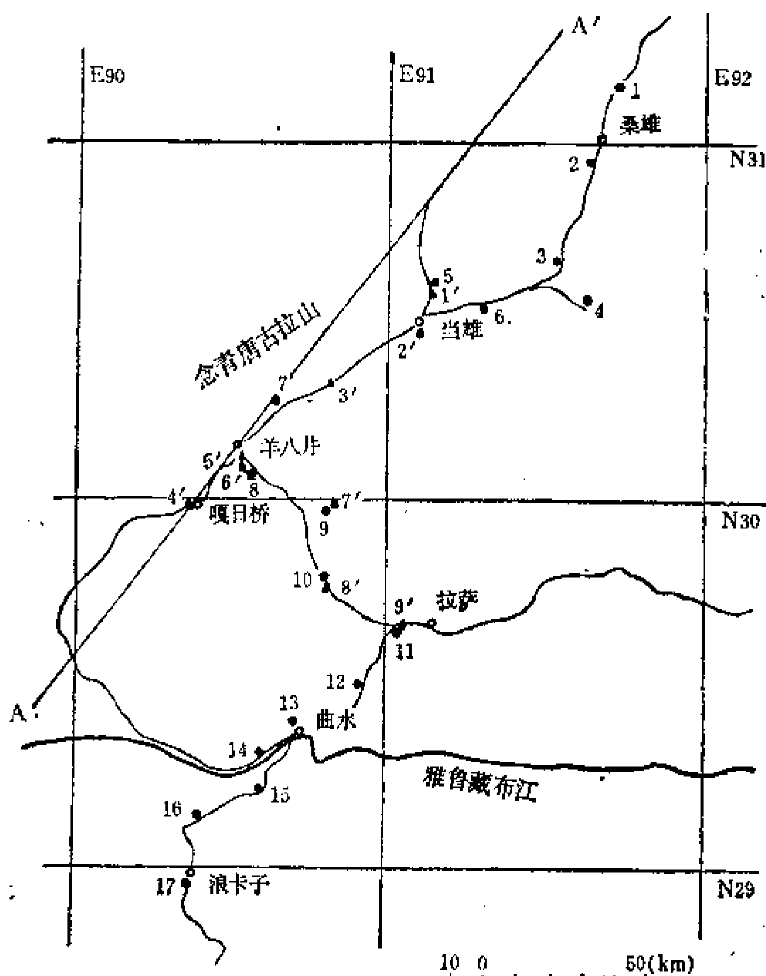


图 2 台站位置图

1—9北部剖面；9—17南部剖面；1′—9′附加剖面

Fig. 2. Location of the stations in Tibet

1—9 northern profile; 9—17 southern profile; 1′—9′ additional profile

个优点：

1．随着离构造带距离的改变，H_a的变化比Z_a快，因而具有较好的分辨力来确定接触带的位置。

2．H_a通常在平行于构造轴的空间固定方向上的极化，而电流方位的这些信息在Z_a图上是极难得到的。

三、野 外 观 测

图2是1982年在西藏进行地磁差分测深工作的台站位置图。1—9号为北部剖面，由桑雄至羊八井南，以9号为参考站；9—17号为南部剖面，由羊八井南至浪卡子，以9号为参考站；1′—9′为附加剖面，由当雄至嘎日桥和堆龙德庆，以9′号为参考站。

这三条剖面设计的目的是研究念青唐古拉断裂带和雅鲁藏布江两侧地壳的电性构造特征。由于交通条件的限制，未能跨越念青唐古拉断层的两侧布置足够的测站。同时由于工作时间的限制，我们只布置了三条剖面、二十四个测站。对于研究这样大的一个构造来讲显然是太少了。因而1982年度在西藏所进行的地磁差分测深工作只是对西藏地磁变化异常以及所研究的地质构造的初步探索。有许多问题尚待今后进一步的工作予以深化和解决。

四、观 测 结 果

图3是沿着AA'剖面（亚东至格尔木方向）的水平异常场K和水平异常场南北分量K_H。

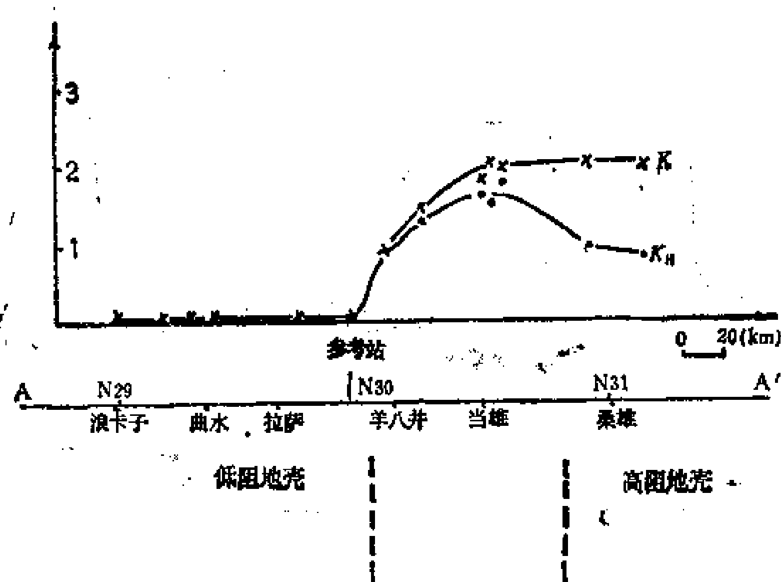


图 3　沿AA'长剖面的K和K_H曲线

Fig. 3. K and K_H Profiles along AA′

$$K=\sqrt{(H_a^2+D_a^2)/(H_n^2+D_n^2)}\qquad K_H=H_a/\sqrt{(H_n^2+D_n^2)}$$

如第二节中所述，我们以参考站（9号站）的观测值为所观测地区的正常场（D_n，H_n），则异常场（D_a，H_a）即为该测站相对于参考站观测值的差分，并用相对于正常场的百分

率来表示。

图 4 是北部剖面各测站所记录的水平分量地磁图。H是南北分量，D是东西分量。这是我们记录到的一个磁暴，其幅值约为100nT。

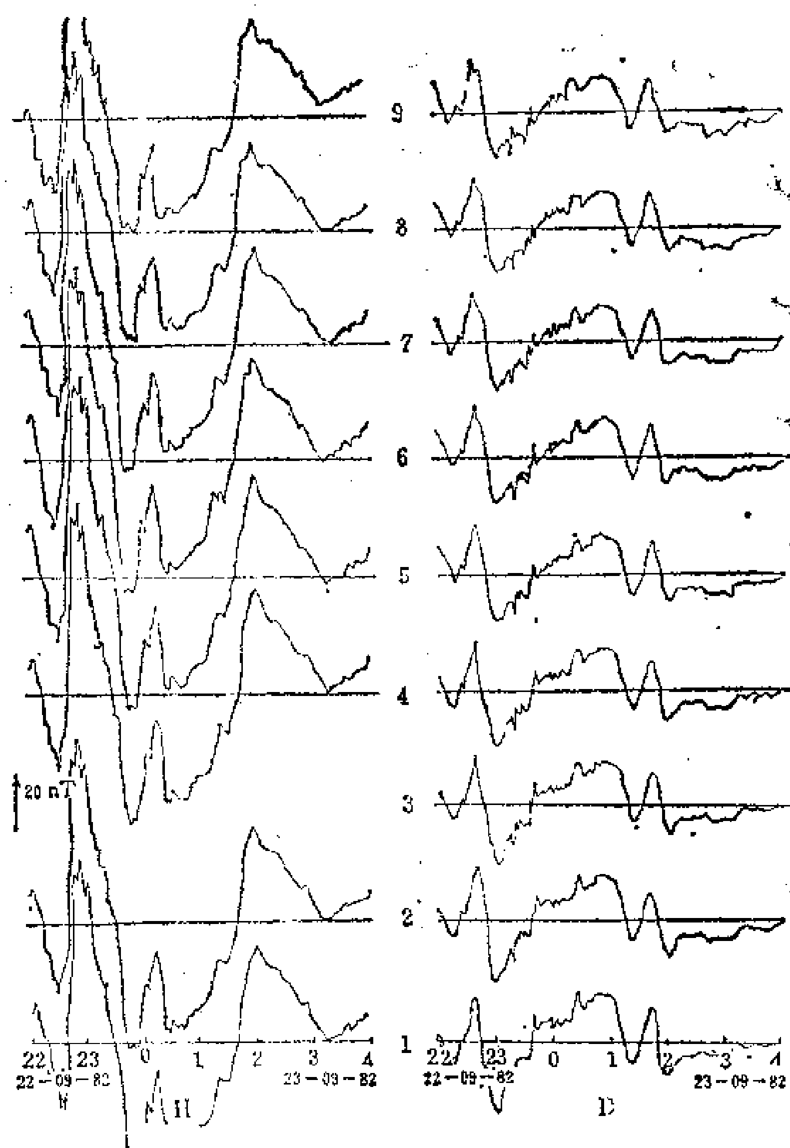


图 4 地磁图（1982年 9 月22日至23日）
Fig. 4. Magnetograms on 1982 Sep. 22-23

图 5 为北部剖面各测站相对于 9 号参考站的差分，亦即各测站上所观测到的异常场。顶部为 9 号参考站上的同时记录，亦即正常场。由图可见，与 9 号站相邻的 8 号站的差分曲线相对于其它测站的差分曲线来讲是小得多的，在南部剖面上我们也可看到类似的情况。这说明 9 号站位于一个变化磁场相对均匀的区域内，因而在我们的资料处理中被选为参考站。

图 6 为同一时间内记录的矢端图。（D）是 9 号参考站上所测得的正常场；（A）是4 号站的异常场；而（B）和（C）则是 4 号站上异常场和 2 号站上异常场之间的变换。

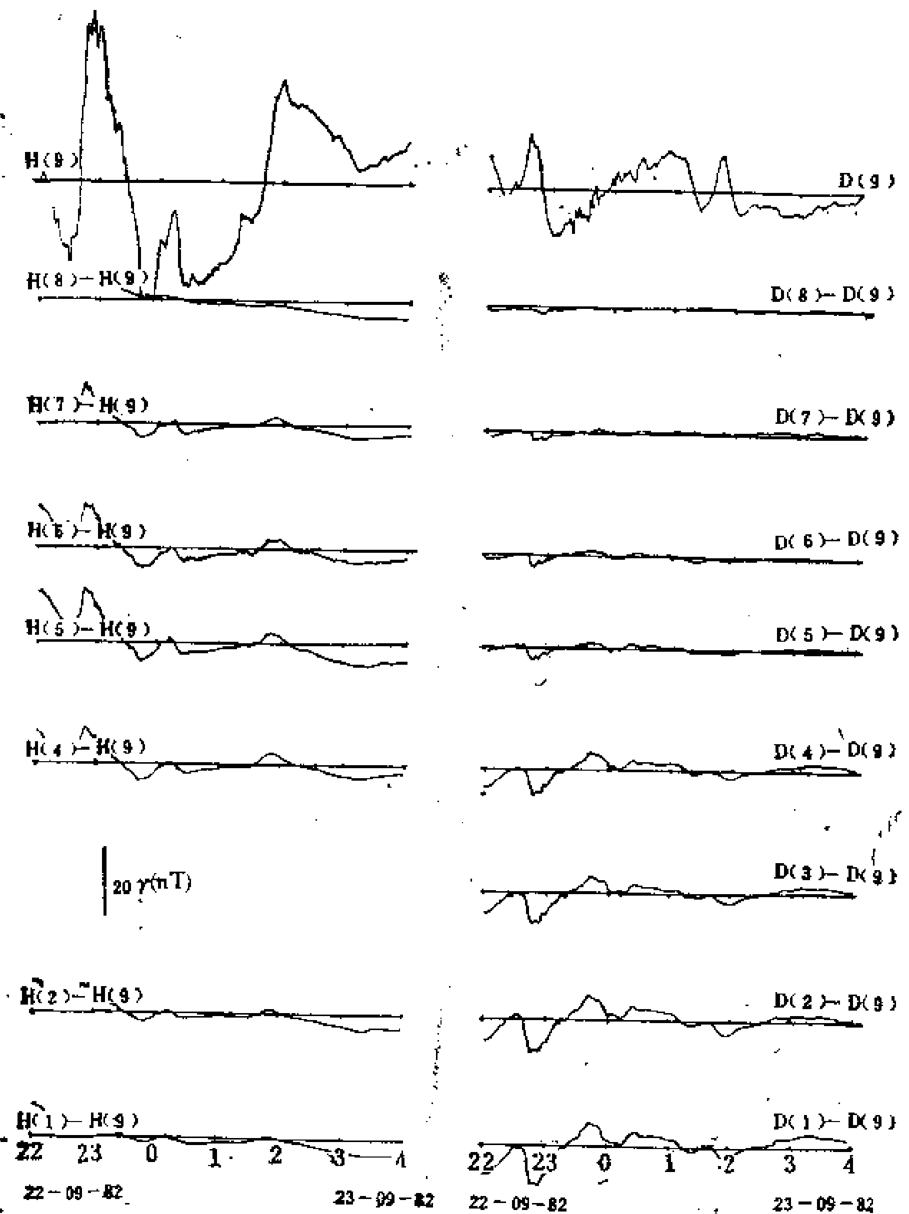


图 5 差分曲线图（1982年 9 月22日至23日）
Fig. 5. Difference diagrams on 1982 Sep. 22-23

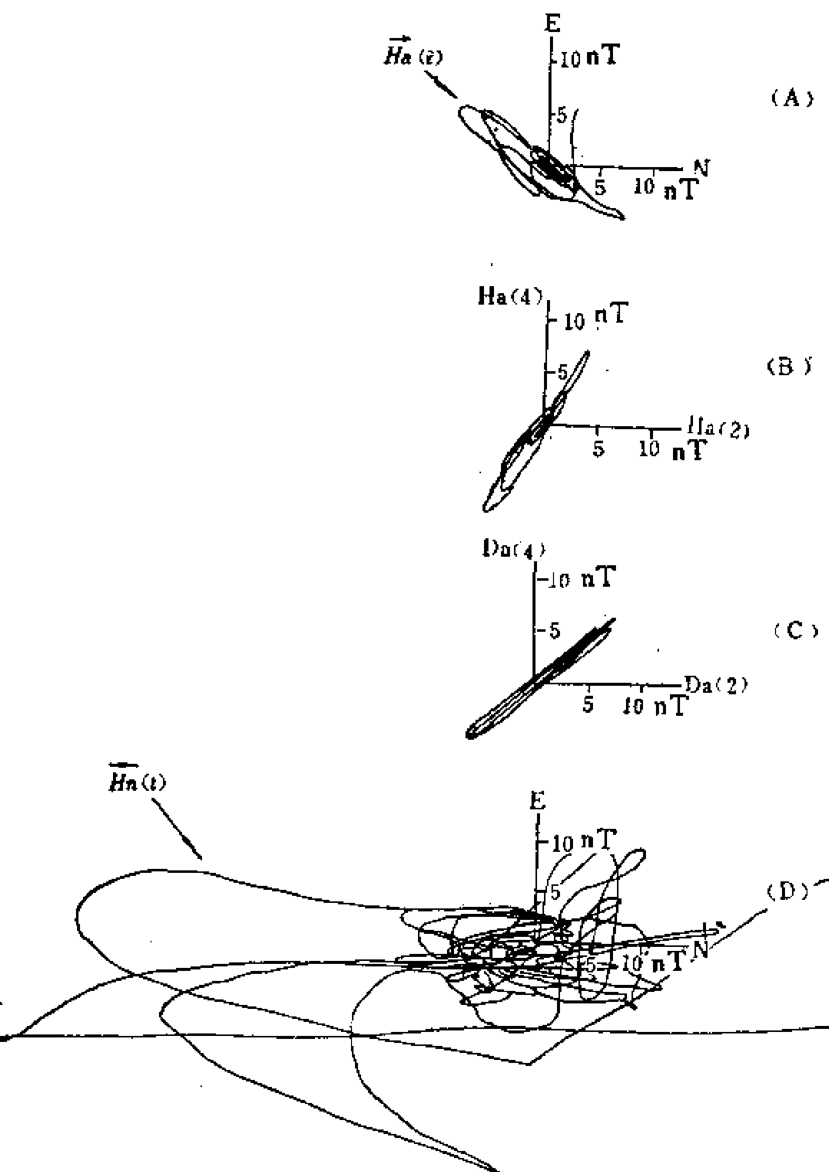


图 6 矢端图（1982年 9 月21日至22日）
Fig. 6. hodographs on 1982 Sep. 21-22

表 1 $\vec{K}$值表 Tab·1· List of $\vec{K}$

ST.	K	θ(DEG.)
1	0.360	15.5
2	0.297	23.2
3	—	—
4	0.257	31.3
5	0.257	60.6
6	0.194	52.1
7	0.187	47.4
8	0.115	35.7

$K = \sqrt{(H_a^2 + D_a^2)/(H_n^2 + D_n^2)}$

$\theta = \text{arctg}(D_a/H_a) + \frac{\pi}{2}$

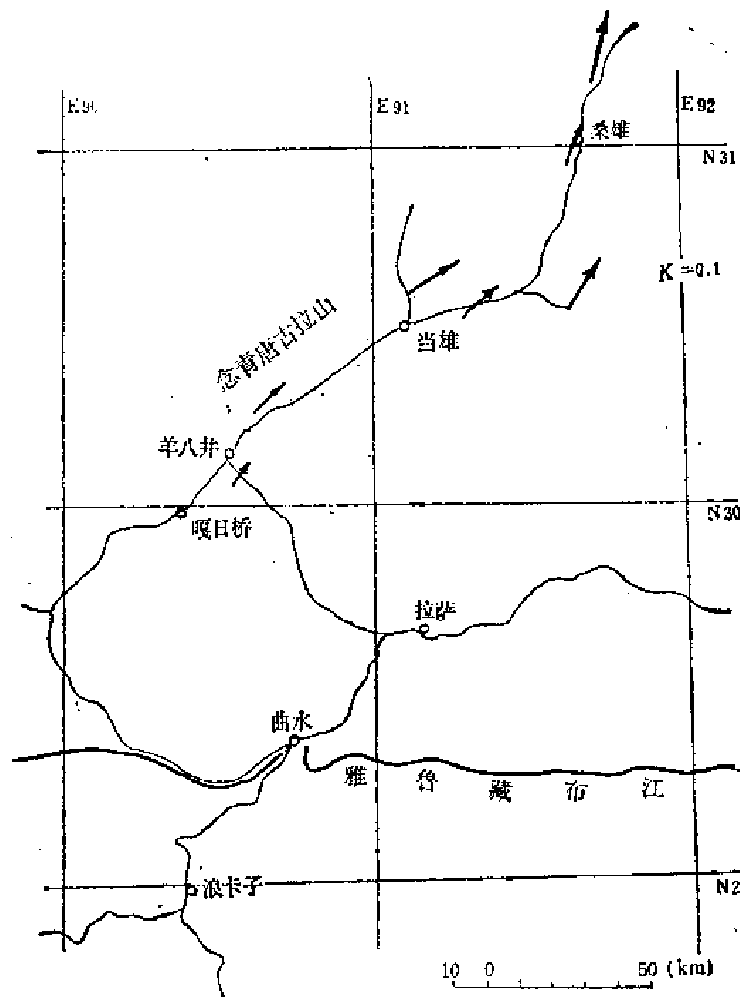


图 7 $\vec{K}$矢量平面图（北部剖面）

Fig. 7. $\vec{K}$ vector map of the northern profile

表 1 所示为北部剖面各测站上线性极化场$\vec{K}$的模和方向。我们已将其方向旋转了 90 度，因而矢量$\vec{K}$表征了引起异常的等效电流。

图7和图8分别为北部剖面和附加剖面$\vec{K}$的矢量平面图。

图 9 是北部剖面各测站在频率域中的转换函数$K(\omega)$随频率的变化曲线。

表 1 所示为北部剖面各测站上线性极化场$\vec{K}$的模和方向。我们已将其方向旋转了90度因而矢量$\vec{K}$表征了引起异常场的等效电流。

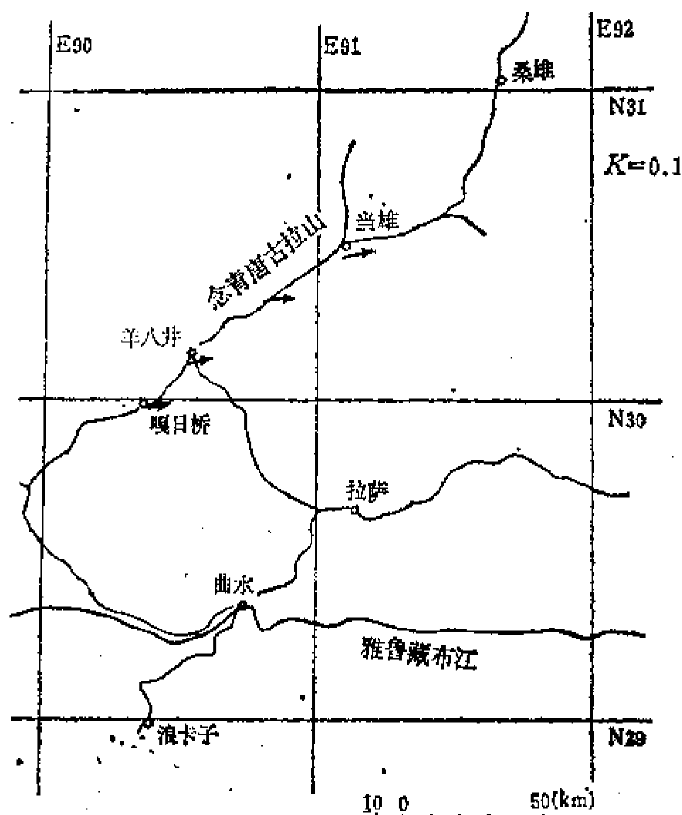


图 8 $\vec{K}$矢量平面图（附加剖面）

Fig. 8. $\vec{K}$ vector map of the additional profile

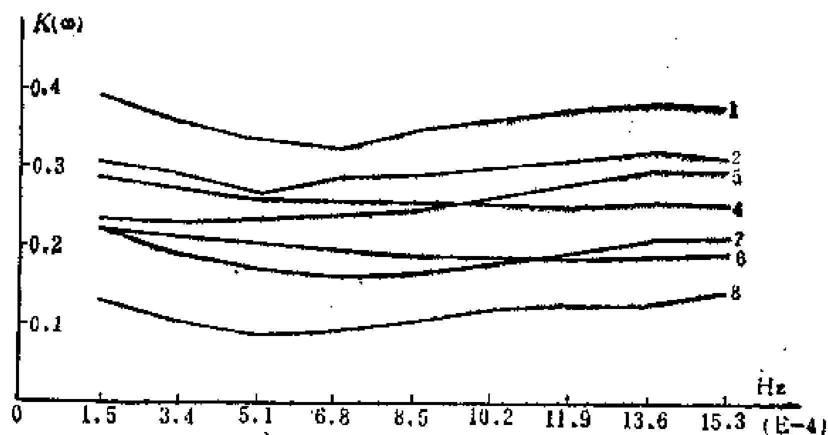


图 9 转换函数$K(\omega)$随频率的变化曲线

Fig. 9 Variation of the transfer function $K(\omega)$ with frequency

五、讨　　论

1. 由图3，根据变化磁场异常所得的一个总体和直观的解释是：羊八井以南为低阻地壳，谷露以北为高阻地壳而当雄则处于中间变化带的位置；未发现雅鲁藏布江两侧的地壳电性有明显差异。

2. 由图5，可看到各测站的差分曲线，亦即其异常场曲线具有相似的形态而与正常场曲线的波形不同。由图6亦可看到，正常场是一个方向不固定的场，而异常场却具有沿着与时间无关的方向线性极化的特征，并且某测站的任意分量与另一测站的任意分量间的变换也是线性的，其变换只取决于这两个测站的位置而与时间无关。因而可把异常场分解为一个空间函数与一个时间函数的乘积，这个时间函数对于各测站来讲是相同的。这意味着造成异常的电流不单是二维有限导电构造中局部感应的结果，而主要起因于一个电流集中，亦即通道电流。这是首次在我国发现的通道电流。

由图7和图8可清楚地看到这个通道电流在我们所研究的区域内流动于嘎日桥至桑雄之间。这个电流的方向虽然与沿着公路的地堑方向一致，但$\vec{K}$的模在地堑两侧衰减不快，可见此电流不可能流动于地表沉积层中而是在深处流动的通道电流。该通道电流的方向与念青唐古拉断层走向一致，一个合理的解释是该电流通道系由此断层所致，从而在地球物理的电性参数上提供了这个深大断裂的佐证。进而我们根据$\vec{K}$的模值在地堑两侧变化的趋势可推断念青唐古拉断层的倾向应为北西。

3. 我们研究了北部剖面频率域中感应异常场和施感正常场间的关系。除了异常场很小的8号测站外，相干度均在0.8以上。此外，转换函数$K(\omega)$（亦即其增益）随频率的变化在测站1、2、7、8上是极为相似的，而测站4、5、6的曲线形态与之稍有差异（见图9）。转换函数并不取决于该点附近的地层构造特征，而是与整个电流通道回路的地层阻抗有关，因而上述差异说明在当雄附近（测站4、5、6）可能存在另一通道电流。

六、结　　论

地磁差分测深（SMD）在西藏长剖面的观测结果给人的直观解释是以当雄为界，南部为低阻地壳而北部为高阻地壳；雅鲁藏布江两侧的电性无明显差异。当我们对10min至2h周期范围内的资料详细地进行了时间域和频率域的分析后，发现在嘎日桥至桑雄之间存在一个通道电流，这是首次在我国发现的通道电流。由于野外工作条件与测站数量的限制（一般说来，在如此大的区域里研究这样大的构造，至少需要三年以上的时间来设立二百个左右的测站）。目前尚不能对这个通道电流的特性（形态、范围、深度以及与其它地区已发现的通道电流相比较）进行深入的分析研究，还有待于今后进一步的工作。但可指出：此电流通道与念青唐古拉断层吻合，从而在地球物理方面论证了这个深大断层，并由此推断其倾向为北西。此外还提出了当雄附近是一个复杂地区，可能存在着另一个通道电流。

参 考 文 献

1. K. Babour and J. Mosnier, Differential geomagnetic sounding, Geophysics 42, 1977.

2. G. Vasseur, et al, Thegeomagnetic variation anomaly in the northern Preness:study of the temporal variation, Geophys. J. R. astr. Soc. 49, 1977.

3. K. Babour, et al, Differential magnetic sounding in the Rhine Graben, Geophys. J. R. astr. Soc. 58, 1979.

4. K. Babour, Le sondage geomagnetique differentiel et son application a l'erude de la distribution des courants telluriques, These de doctorat d'etat es sciences physiques, Universite Pierre et Marie Curie, 1980.

5. J. Le Mouel and M. Menvielle, Geomagnetic variation anomalies and deflection of telluric currents, Geophys. J. R. astr. Soc. 68, 1982.

A GEOMAGNETIC VARIATION ANOMALY IN THE XIZANG (TIBET)

Chen Dayou,① F. Planson②

Abstract

Nine stations of very sensitive Mosnier variomters have been used along three profiles in roughly North-South direction to measure synchronously the transient variations of the horizontal gromagnetic field.The total length of the profiles is about 300km from Nagarze to Sangxing. The recording was digital. Its dynamic range being 72 dB (from −204.8 to +204.8 nT). The precision was 1/2 LSB.

The transient variations of the geomagnetic field associated with conductivity; the second being the supposition of the canalization of elecrical current caused by lateral contrasts of conductivity.

We have studied the observed anomalies for periods from 20 minutes to 2 hours and made a detailed description of the results from the northern profile.

It is quite evident that, along the Nianqingtangula fracture zone there exist an abnormal magnetic field which is linearly along a direction invariant with time. This anomalous feature may provide a canalization of electrical current flow in the crust. Its geometry and relation with the Nianqingtangula structure are discussed.

① Institute of geophysical and geochemical prospecting

② Laboratoire de Geophysique Appliquee-D, avenue de la Recherche Scientifique 45045 ORLEANS CEDEX

羊八井地热勘探的地磁差分(SMD)和磁电阻率法(MMR)观测

陈大猷[①]赵子言[①]　F.波朗松[②]　P.伊托夫[②]

一、概　况

常规的磁电阻率法MMR（Magnctomctic Resistvity Method）是用一个高灵敏度的分量磁力仪来测量被注入大地中的非感应电流的低量级、低频率磁场。1982年我们与法国科研中心奥尔良应用地球物理实验室合作，共同在西藏羊八井地热田所开展的人工场源地磁差分法SMD（Sondgc Magnetique Diffcrentiel）则是与MMR的结合：十个用于SMD测量的具有同步装置的高灵敏莫尼尔水平磁变仪在每条剖面上进行同时的观测记录，从而大大提高了工作的精度和效率。

记录的信号质量良好，最大异常达100%。应用模型研究和不同极距曲线的对比以消除浅层效应，我们得到了与其它地球物理方法（例如施伦贝尔电阻率测深法）结果相容的热储区模型，并对人们所关注的基底中热水通道提出了有意义的看法。

二、基　本　原　理

在接地的两个电极间注入一个电流，而在地表上所产生的磁场，只要大地是层状的则

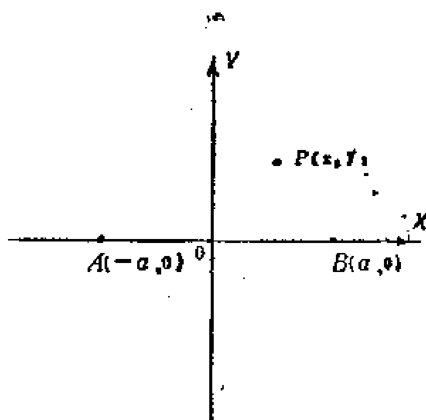


图 1　Fig. 1

① 中国地矿部物化探研究所
② 法国地球物理研究中心奥尔良地磁实验室

与其电阻率的纵向分布无关。因而当我们测量这个场时，其“异常”部分仅取决于大地的横向电阻率分布。

设电极A和B的位置分别为（$-a$,0）和（a,0），通以电流I，（图1）则在层状大地的地面上任一点$P(x,y)$所产生的水平磁场为：

$$B_x^n = -\frac{I}{4\pi} y \left[\frac{1}{(x+a)^2+y^2} - \frac{1}{(x-a)^2+y^2} \right]$$

$$B_y^n = \frac{I}{4\pi} \left[\frac{x+a}{(x+a)^2+y^2} - \frac{x-a}{(x-a)^2+y^2} \right]$$

我们将这个场称之为“正常场”。

三、观测装置和野外方法

1. 发射部分

我们所注人的电流是以2s为台阶宽度组成的48s周期的正弦电流，其强度为1.5A，这是发射部分的四个输出电流档位（0.2，0.5，1.0和1.5A）中最高的一个档位。通常为了获得在可能条件下最大的观测场强，我们总是尽可能地采用这个档位。以HP6648B直流电源为输出功率源的最高输出电压为600V，由此可见外回路合适的电阻值R（回线电阻＋接地电阻）应少于400Ω。羊八井的R变化范围为63Ω—333Ω，这使输出功率源处于正常的工作状态。

2. 接收部分

在每个测点上所使用的是专为SMD而设计的高灵敏度莫尼尔水平磁变仪，共有十台同时工作在一条剖面上。该仪器由测量南北分量的H探头、测量东西分量的D探头、电子设备和数据磁带记录器组成。采用数字记录格式，动态范围为72dB(±2.048nT)，当时间积累达到八小时，精度可达2LSB，即0.002nT。每个数据磁带记录器和发射部分都有一个精确的内部钟，两钟间的时差≤31ms/d。该精度足以保证每个台站上的磁带记录器能与注入电流同步。每2s取样一次记录各观测点的南北（H探头）和东西（D探头）方向的磁场变化。而由探头所接收到的信号在取样前进行了20s—120s通带的模拟滤波处理。

3. 野外工作方法

（1）剖面布置：

如图2所示，剖面应正交于电极联线方向和期望中的构造方向，此时地下的电流将沿着构造方向流动而集中于电导率高的构造单元中，故而在资料处理中，一般情况下比较注重B_y。

（2）电极距

根据研究的对象（浅层地表或较深的构造）来决定电极距。然而最大电极距是有限制的，取决于场源发射装置的功率、接地电阻以及接收仪器的灵敏度。莫尼尔磁变仪的灵敏度为0.001nT，在通常情况下的发射电流为1A，此时若电极距$AB=8$km，则在中心处最大的场强值为0.05nT，而在四周则要小得多。故大致可认为8km电极距是目前仪器在一般情况下的极限值。

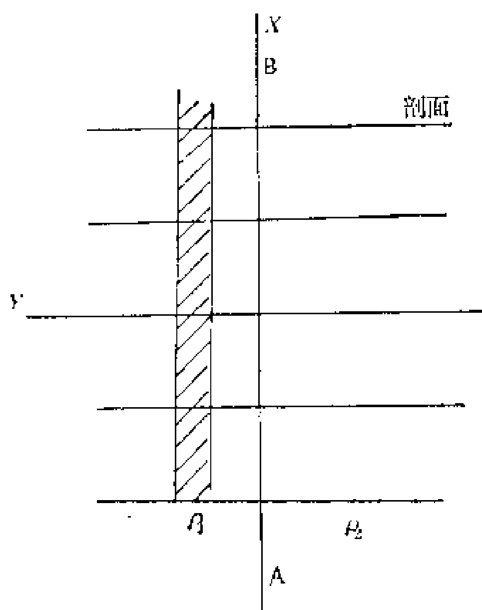


图 2
Fig. 2

（3）观测时间

观测时间取决于由地下注入电流所产生的磁场信号的强弱和外界干扰的大小。因而就与注入电流、电极距以及观测记录时地磁场变化的大小有关。在通常情况下应为注入电流周期（48 s）的500倍，即约7 h。

（4）参考站

在人工场源法中，通常设有一个参考站，但并非绝对必要。当天然场不平静时，我们可在$\overline{AB}$电极联线外侧的正常地带上设立参考站。此时$\overline{AB}$内侧剖面上测站与$\overline{AB}$外侧参考站的天然地磁场是同相的，而由地下注入电流所产生的正常场则是反相的。因而两者的差分将削弱被视作干扰的天然地磁场而加强信号场。在羊八井工区，我们同样也设置了参考站，但由于观测时天然地磁场相当平静，因而在资料处理中并未应用参考站的数据。

四、数据的室内整理

（1）应用相对于理论正弦曲线的最小二乘法原理，求出各测站观测值对应于最大注入电流的H和D的平均值。

（2）旋转H和D，以得到沿着供电电极轴线方向的分量B_x和垂直于该轴线方向的分量B_y。此时须注意当地磁偏角的处理。

（3）计算出各测站位置的"正常场"B_x^n和B_y^n。

（4）计算出在各测站位置上由于铺在地面上连接A、B电极的供电电缆所产生的"电缆场"B_x^c和B_y^c。为此我们必须在野外实地测出各测点和供电电缆的拐点的x、y坐标和高程，误差按5m衡定。

（5）显见，各测点的异常场为$B_x^a = B_x - B_x^n - B_x^c$；$B_y^a = B_y - B_y^n - B_y^c$。但这个异常场不仅是电阻率横向不均匀性的函数，而且也取决于该点相对于供电装置的几何位置：一个远离$\overline{AB}$轴的导电带将得到比在该轴上同样的导电带为小的电流，因而须将异常场进行标准化来改正这种距离效应。我们定义用百分率表示的标准化的异常场为：

$$B_x^{an} = B_x^a / B^n$$

$$B_y^{an} = B_y^a / B^n$$

五、羊八井地热田

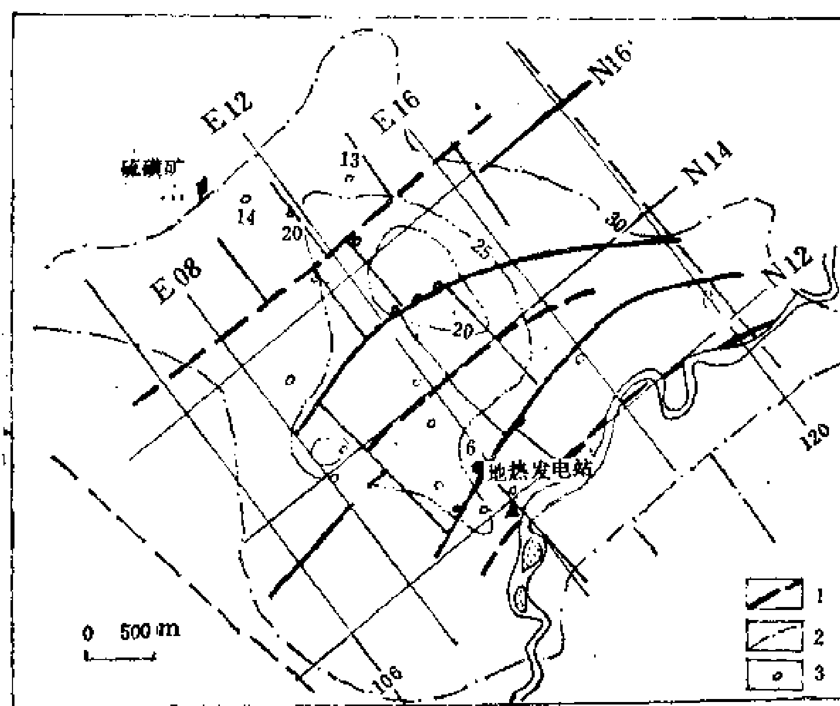


图 3 羊八井热田构造

1—断裂；2—$\frac{\overline{AB}}{2}=900$m，$\rho_a$等值线；3—钻井及编号

Fig. 3 Structural map of the Yangbajing geothermal field

1—fault; 2—ρ_a iso-anomaly line for $\overline{AB}=1800$m; 3—bore-holes and enumeration

左右。该盆地呈北东向展布在扎-纳-念青弧形构造带东翼内，属于那曲-羊八井“S”型槽地的一个构造盆地。一般宽度为2-5km，其北缘为念青唐古拉陆梁而南缘为唐山陆梁。在南北两山与盆地交接处有规模巨大的斜冲断裂带，它构成该“断陷盆地”的南北边界，控制着盆地的发生和发展。

热田位于羊八井盆地中部，基底主要为花岗岩和少量覆盖其上的火山岩，盖层是新生代的冰积、冰水沉积物和湖相沉积物，呈层状分布，厚度240—360m，北区厚而南区薄。岩系以第四系为主，其岩性自上而下为：表层是数厘米到数米厚的植被表土和褐黄色砂砾层；其下是厚数米至十余米的灰色粗砂层；再下是厚数米至20余米浅绿色、浅灰色粘土和细粉砂层，它是热田热储盖层；在此层之下，直至热田基岩面以上为灰白色、灰色或灰绿色砂砾岩层，砾石以花岗岩、石英为主，有水热蚀变现象，浅层热水即赋于该层中。

经物探资料确定（部分为钻探资料验证），热田构造是一个在多字型构造控制下的带状构造（图3）。

我们在地热田设置了相互正交的六条剖面。（图4）

N12、N14、N16沿着盆地走向，供电极距$\overline{AB}=4800$m。

E08、E12、E16垂直于盆地走向，供电极距$\overline{AB}=6000$m，其中E12还进行了小极距$\overline{AB}=3000$m的观测。

在每条剖面上使用十个观测台站进行同步观测记录，测点距为500m。每条剖面长度为4500m左右。测网面积16km^2，覆盖了热田区的主要部分。

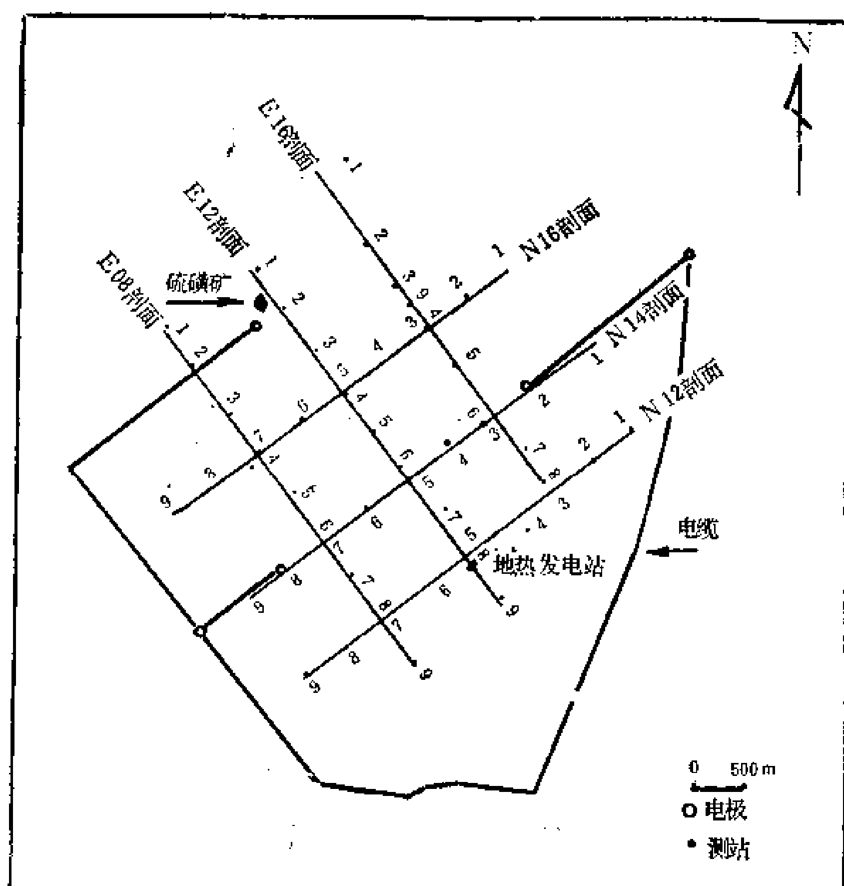


图 4 剖面、电极和电缆位置

Fig. 4 Position of the profiles, electrodes and cable

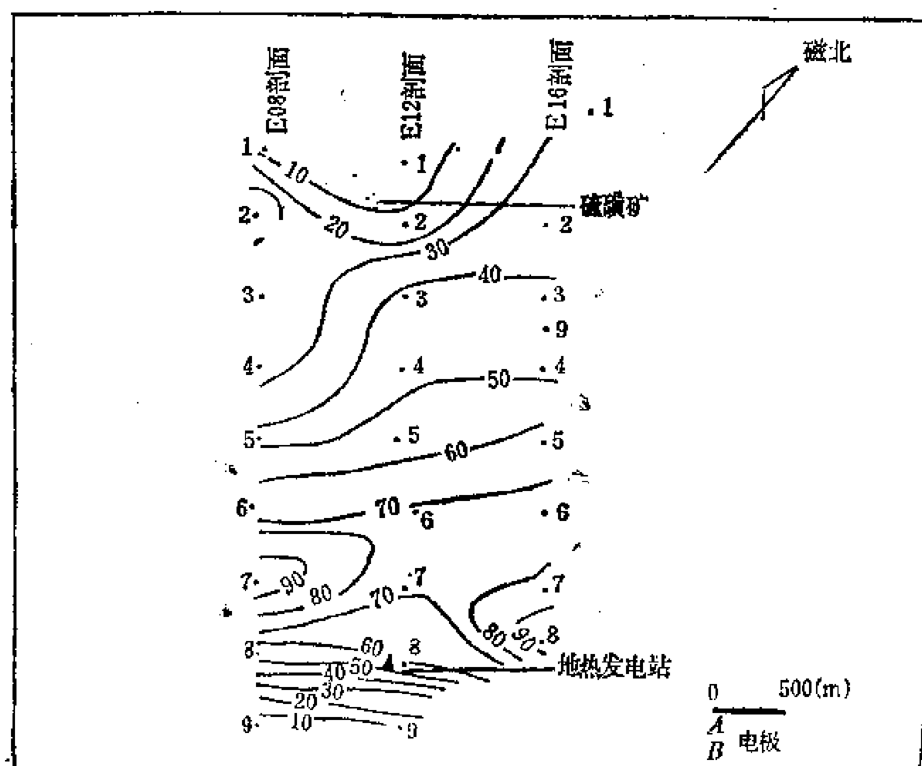


图 5 B_y^{an}（%）等值线图

Fig. 5 B_y^{an}(%) contour map

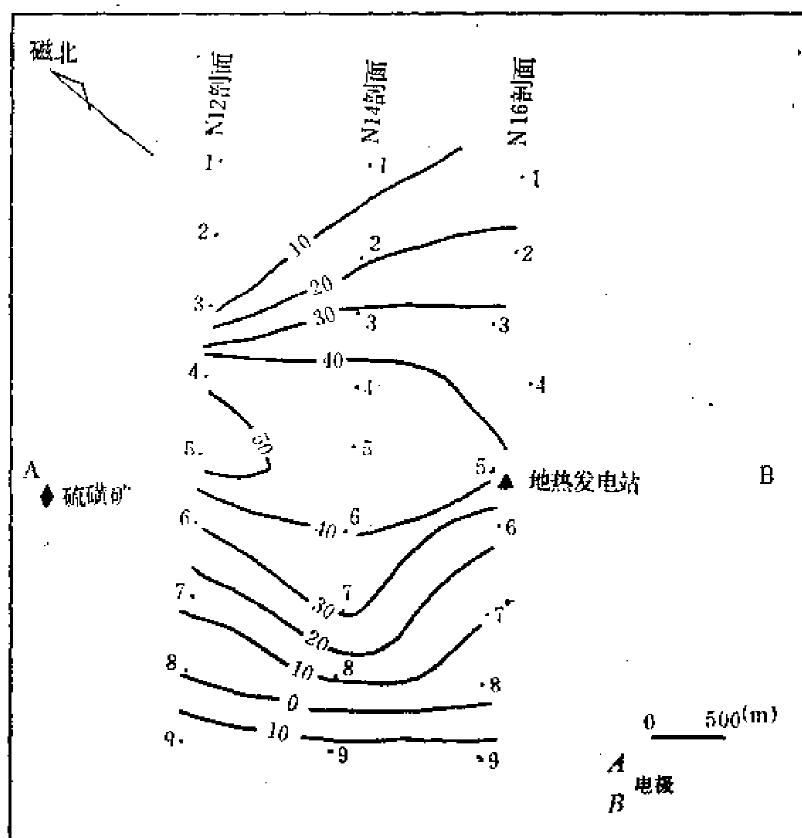


图 6 B_y^{an}(%) 等值线图

Fig. 6 B_y^{an}(%) contour map

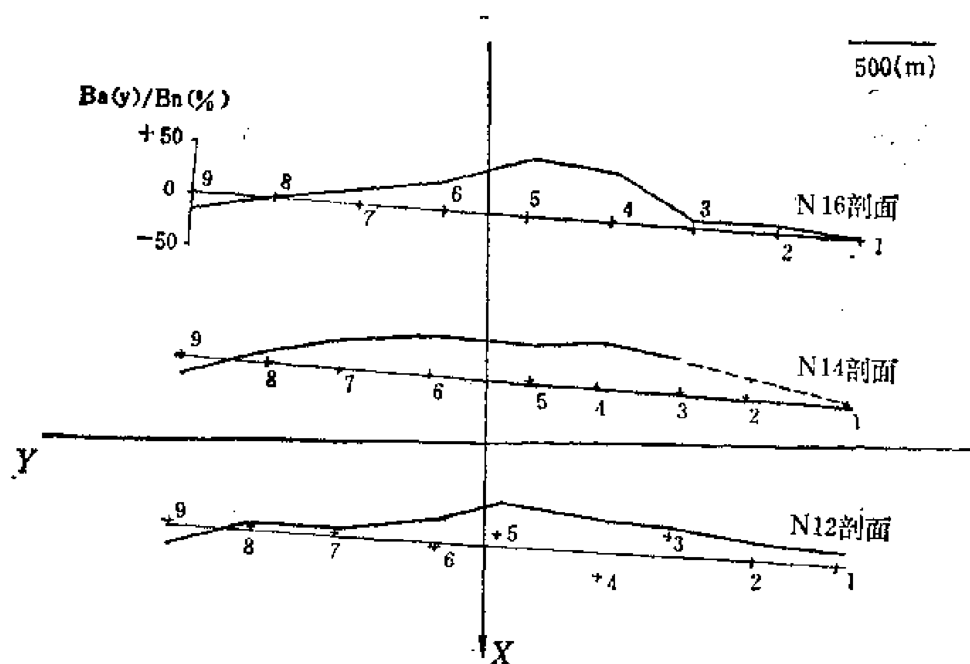


图 7 B_y^{an}剖面平面图

Fig. 7 B_y^{an} Profile map

六、结　　果

图5和图6所示为标准化异常场的B_y^{an}等值线图。图7和图8为B_y^{an}剖面平面图。图9 和图

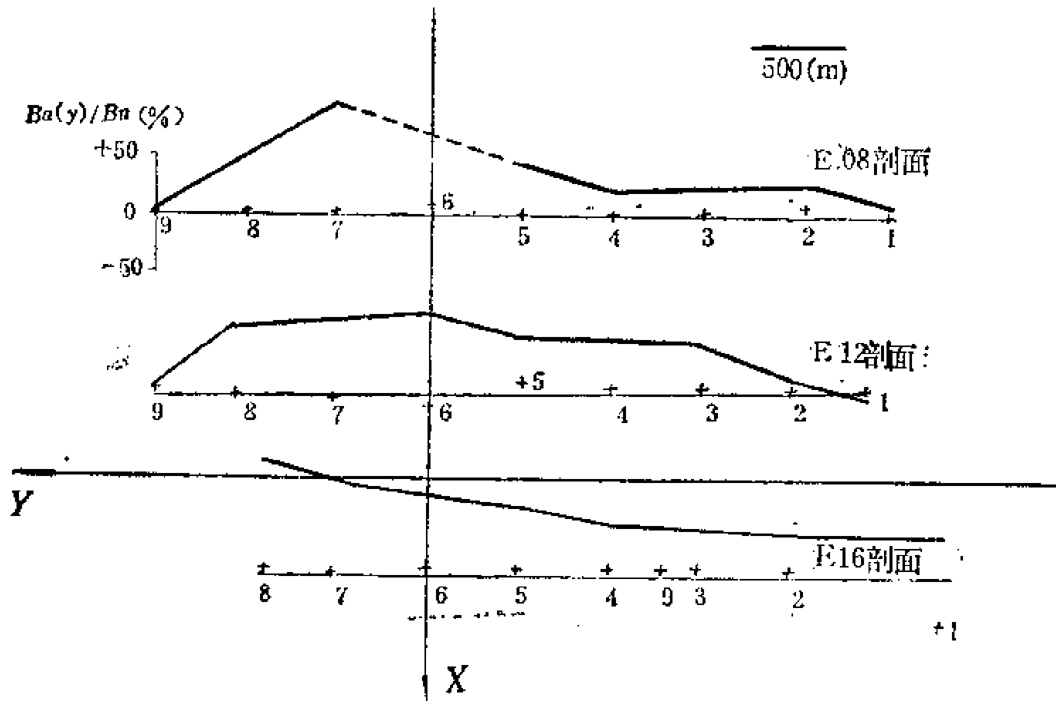


图 8　B_y^{an}剖面平面图

Fig. 8　B_y^{an} Profile map

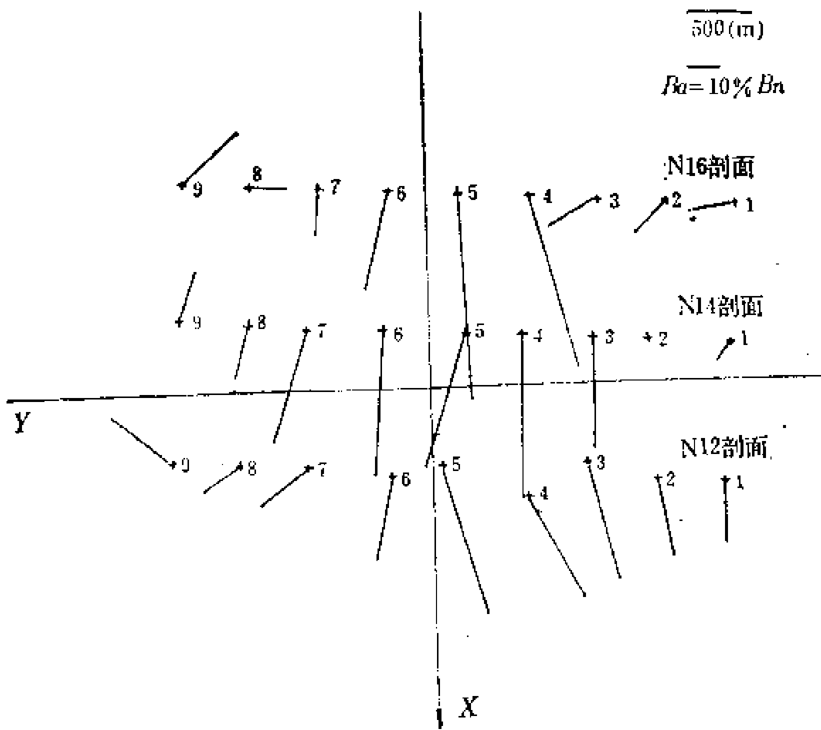


图 9　$\overrightarrow{B^{an}}$矢量图

Fig. 9　$\overrightarrow{B^{an}}$ vector diagram

10为$\overrightarrow{B^{an}}$的矢量图(方向已旋转了$\frac{\pi}{2}$)。图11所示则为E12剖面不同供电极距的B_y^{an}曲线对比。

我们建立了一个其平面形态与施伦贝尔法$\rho_s = 30\Omega\cdot m$等值线（$\overline{AB}=1800m$）一致的三维热储型型（图12）。并应用一个二维的电阻率分布来分别计算N和E剖面两种情况下

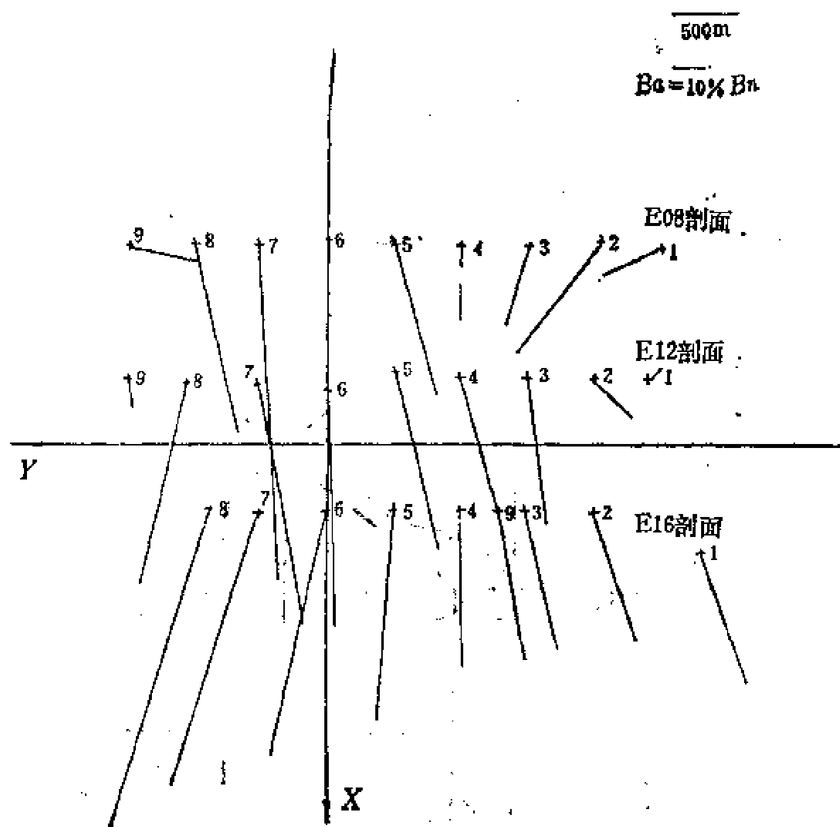


图 10 $\overrightarrow{B^{an}}$矢量图

Fig. 10 $\overrightarrow{B^{an}}$ vector diagram

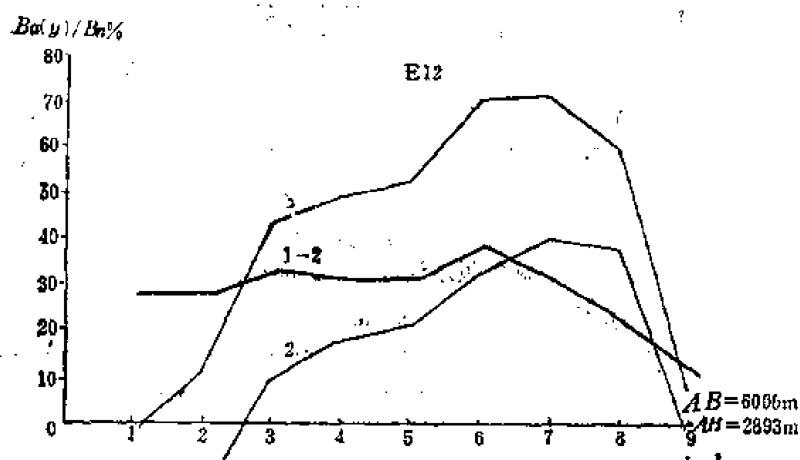


图 11 E12剖面不同供电极距的B_y^{an}曲线对比

Fig. 11 Acomparison of B_y^{an} from different current electrode spacings along the E—12 profile

流经各个构造单元的电流密度，从而我们可以得到整个构造在地表所产生的磁场。同样我们也可以得到一个“正常电流”所产生的磁场。同样，可用相同的方法来定义一个标准化异常场。图13和图14是N剖面和E剖面的模型计算与实测的B_y^{n}曲线的对比。

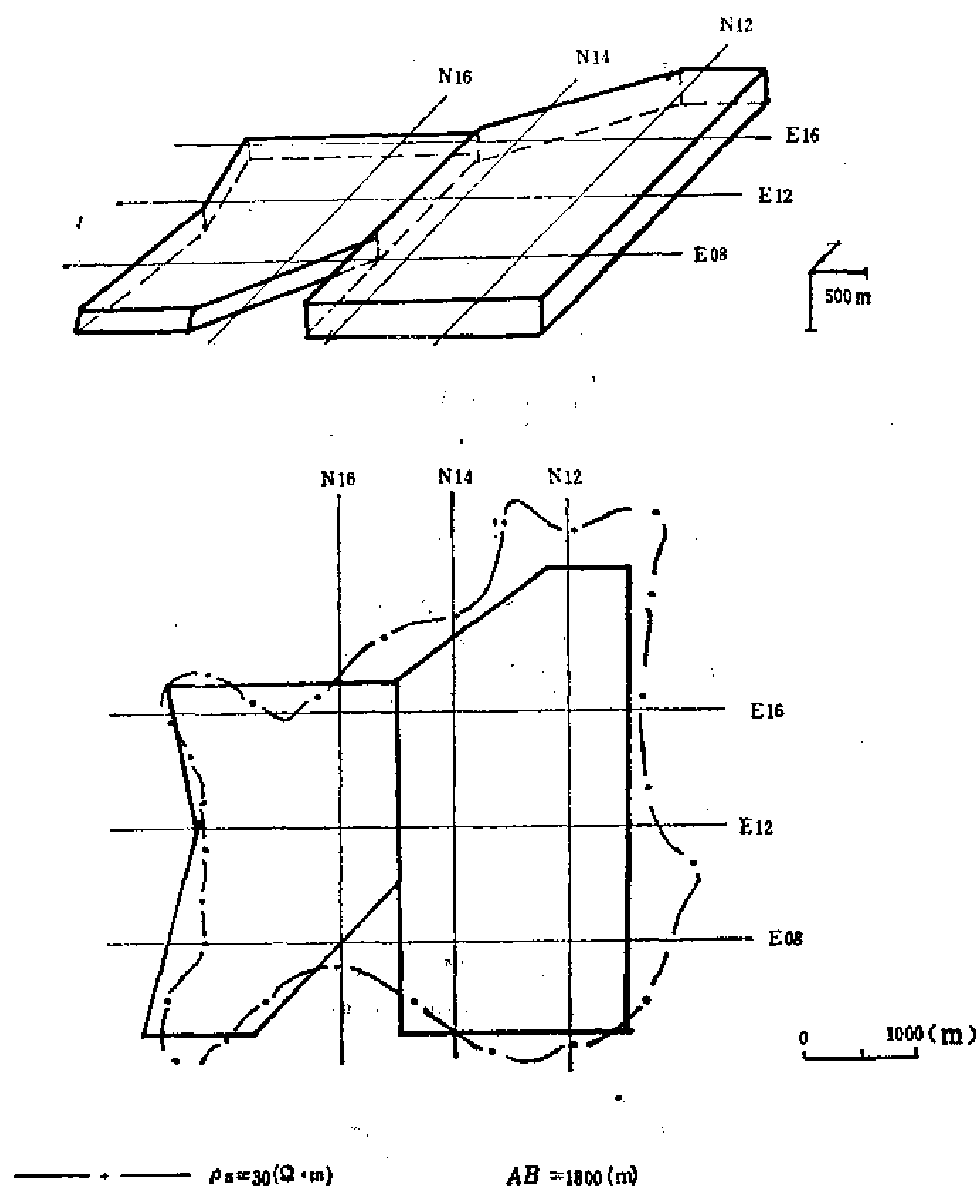


图 12 上图：三维热储模型

下图：热储模型与施伦贝尔法$\rho_s=30\Omega\cdot m$等值线平面形态的对比

Fig. 12 Top:3-D geothermal reservoir model

Bottom:A comparison of the plannar patterns (the model and the $\rho_s=30\Omega\cdot m$ isoanomaly line by schlumberger's method)

七、讨　论

1．由图5、图6异常等值线图以及图9、图10异常矢量图可看到，E剖面的测站具有较大的异常值，这可用沿着盆地走向的供电方式使电流集中于地堑来解释。同时可以看

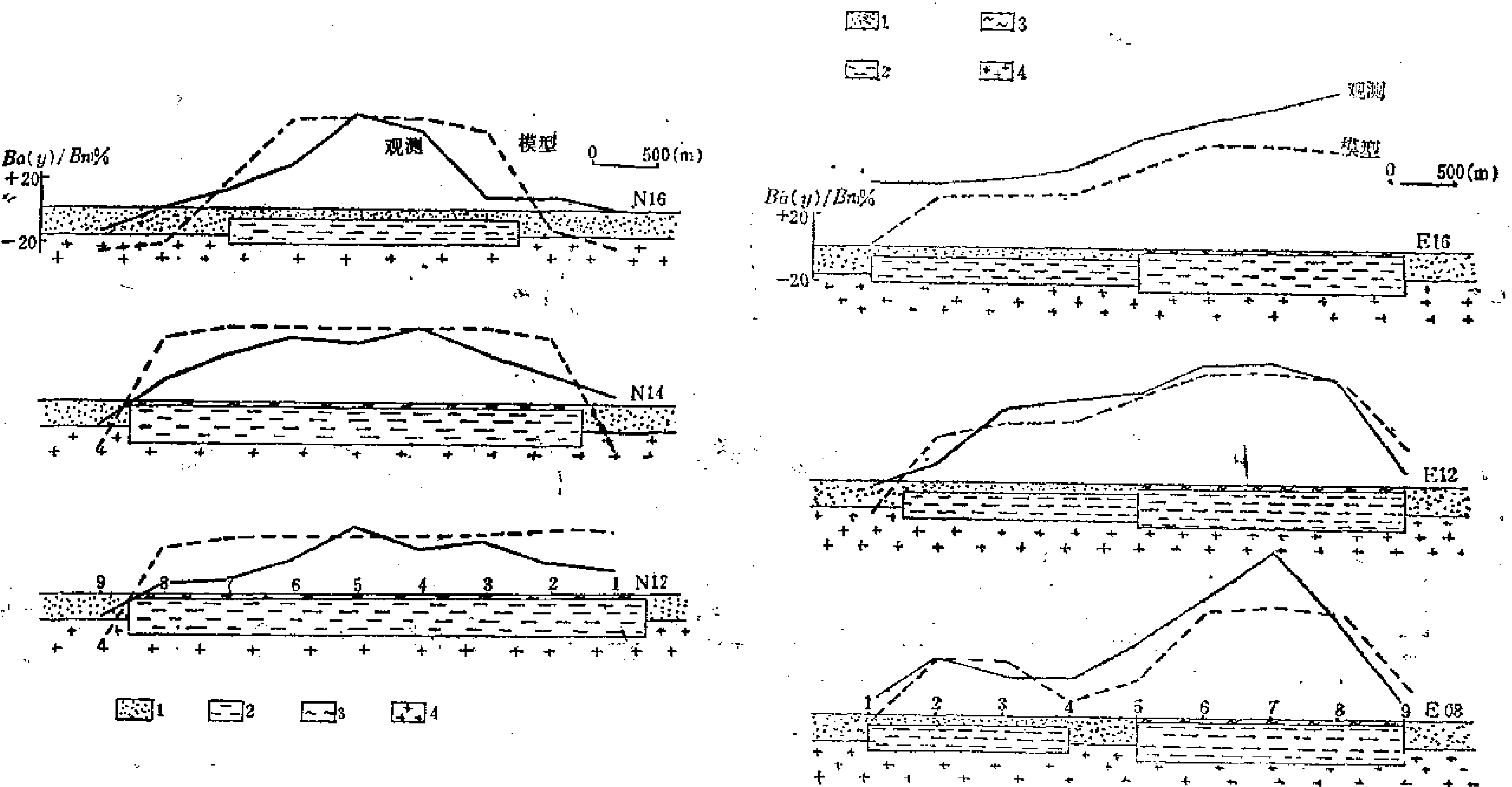


图 13 N剖面的二维电阻率分布模型以及计算与实测的B_y^{gn}曲线对比

1—覆盖层100Ω·m; 2—热储层10Ω·m; 3—覆盖层50Ω·m; 4—花岗岩1150Ω·m

Fig. 13 The 2-D resistivity distribution model and the comparisons of the B_y^{gn} diagrams (computed by modelling and measured) of the N profiles

1—cover 100Ω·m; 2—geothermal reservoir 10Ω·m; 3—cover 50Ω·m; 4—granit 1150Ωm

图 14 E剖面的二维电阻率分布模型以及计算与实测的B_y^{gn}曲线对比

1—覆盖层100Ω·m; 2—热储层10Ω·m; 3—覆盖层50Ω·m; 4—花岗岩1150Ω·m

Fig. 14 The 2-D resistivity distribution model and the comparisons of the B_y^{gn} diagrams (computed by modelling and measured) of the E profiles

1—cover 100Ω·m; 2—geothermalervoir 10Ω·m; 3—cover 50Ω·m; 4—granite 1150Ω·m

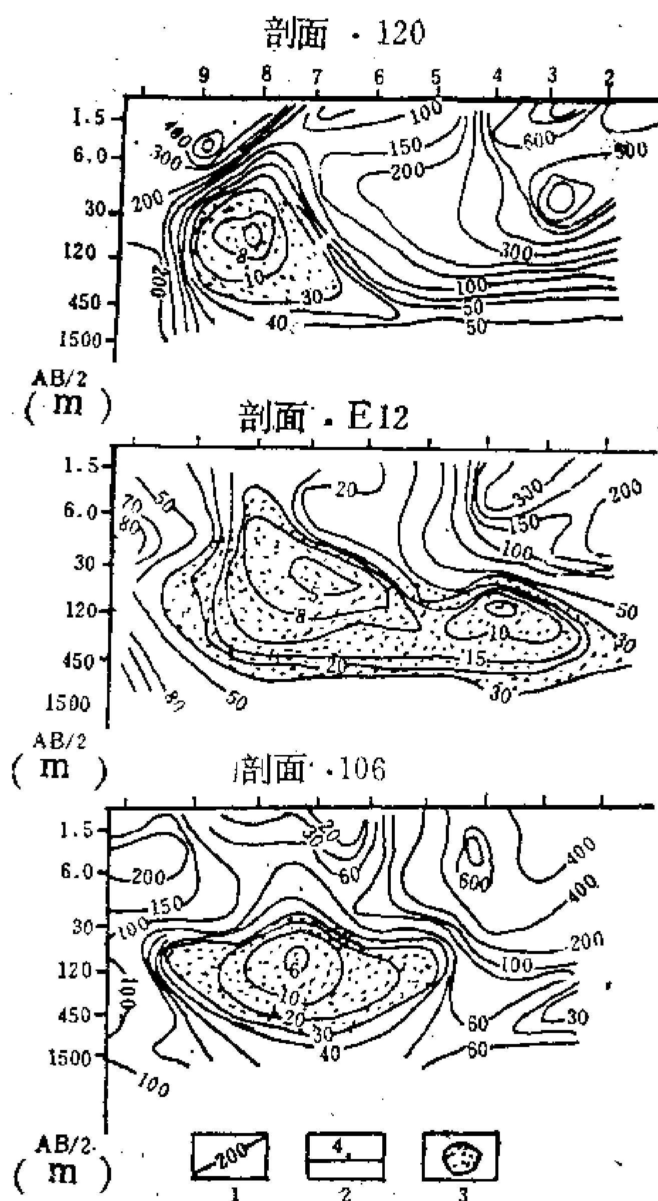


图 15　120、E12和106剖面ρ_s等值线图

1—ρ_s等值线；2—测点号；3—热储层

Fig. 15　contiurs of the 120, E-12 and 106 profiles

1—ρ_s isoanomaly line; 2—No. of station; 3—geothermal reservoir

到沿着盆地走向的电流分布（导电带）有以5号站、6号站分成两支的趋势。这与模型正演拟合结果是吻合的。

2．模型计算与实测曲线获得了较好的拟合，尤其是E剖面。据此我们可以获得一个羊八井热储区的初步概念，其三维几何形态、覆盖层、热储层与基底层的电阻率有如下结果：在热田区的西北部（以E剖面的5号点为界），热储层理藏深度80m，厚度为80m；而在东南部埋藏深度为30m，厚度为300m，其电阻率参数，测区北部地区覆盖层为 100Ω·m，南部地区覆盖层为50Ω·m，热储层10Ω·m，基底为1150Ω·m。这与其它地球物理手段（地面电阻率测深和电测井）的结果是一到的（图15、图16）。

3．图11所示的E12剖面不同极距的标准化异常场$B_y^{;n}$差值曲线，亦即$B_y^{;n}|_{\overline{AB}=6000m}$

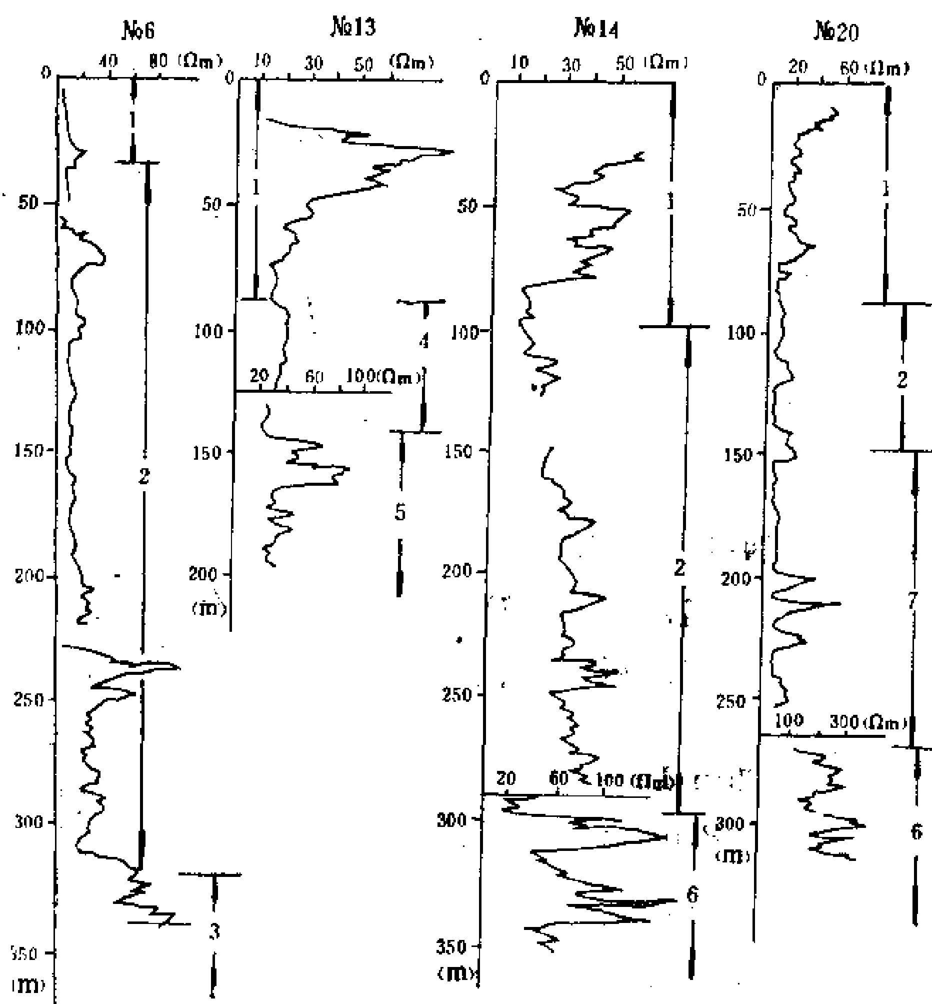


图 16 部分钻井的电测井曲线图[31]

1—覆盖层；2—热储层；3—凝灰岩；4—砂砾层；5—硅质层；6—花岗岩；7—安山岩

Fig. 16 Electric logging diagrams of partial boreholes

1—cover; 2—geothermal reservoir; 3—tuff; 4—gravel; 5—silicalite; 6—granite; 7—andesite

—$B_y^{o''}|_{\overline{AB}}=3000m$。它减弱了浅层效应，并突出了深部的构造信息。由此提示了为人们所关注的基底内的热水通道可能是在热田的西北部，亦即E剖面上6号点西北的地区；而不是目前大量开采着浅层热源的东南部地区。图6和图8中7号点、8号点位置所示南部地区异常高达90％的导电带只是浅层热储的反映，其南侧较高的异常梯度也证实了这结论。

八、结　论

人工场源地磁差分在羊八井地热田勘查中获得了国内外首次的效果；应用模型计算与实测结果的拟合获得了一个羊八井地热田的热储模型，其几何与电性参数与其它地球物理方法（地面电阻率测深和电测井）的结果一致；根据不同供电极距曲线的对比指出了基底中的热水通道位置可能在热田的西北部地区，这对于羊八井热田开发的部署有重大的参考意义。

参 考 文 献

1. K. Babour and J. Mosnier, Differential geomagnetic sounding, Geophysics 42, 1977.

2. R. N. Edwards, The magnetometric resistivity method and its application to the mapping of a fault, Can. J. Earth Sci. 11, 1974.

3. R. N. Edwards and E. C. Howell, A field test of the magnetometric resistivity(MMR) method, Geohysics 41, 1976.

4. K. Babour, Le sondage geomagnetique differentiel et son application a l'etude de la distribution des courants telluriques, These de doctorat d'etat es sciences physiques, Universite Pierre et Marie Curie, 1980.

5. F. Planson, Etude par methodes magnetiques (Sondage magnetique differentiel et MMR) de la croute terrestre(Italie); Yanbajan(Tibet), These du diplome de docteur 3e cycle, L'universite Pierre et Marie Curie, 1982.

SMD[❶] AND MMR[❷] MEASUREMENT FOR GEOTHERMAL EXPLORATION IN THE YANGBAJAIN FIELD

Chen Dayou[①]　　Zhao Ziyan[①]

F. Planson[②]　　J. N. Delattre[②]

Abstract

The prospecting method, knownas the Magnetometric Resistivity Method (MMR), is based on the measurement of thelow level, low frequency magnetic fields associated with noninductive current flow in the ground. The work we have done in the Yangbajian (1982) is a combination of MMR with SMD. Synchronously observations were conducted at ten stations along each profile using very sensitive Mosnier horizontal variometers to ensure high precision and efficiency.

The current injected was a sinusoid of 48 seconds period with intensity of 1.5 Ampere. North-South ("H" sensors) and East-West ("D" sensors) variations of the magnetic field at each station were recorded on tape every two seconds, after being synchronized with the injection. The recording was digital. The dynamic range being 72 dB (from −2.048 to 2.048 nT). The precision was 1/2 LSB. We can see that the signal we got is of good quality.

---

❶ SMD Soudage Magnetique Differentiel

❷ MMR Magnetometric Resistivty Method

① Institute of Geophysical and Geochemical Prospecting

② Laboratoire de Geophysique Appliquee-D

Through model studies and correlation of curves determined on different electrode spacings in order to separate the effects of superficial structures from to those of possible faulting in the basment, we were able to present a qualitative geothermal reservoir model which is agreement with other geophysical methods such as the Schlumberger soundings as well as some, meaningful ideas on the possible hot-water channal in the basement.

西藏羊八井地热田地球物理场特征的研究

吴　钦　叶建中　冯国良

（西藏地质矿产局）

西藏当雄县羊八井地热田是我国大陆上正在开发的第一个高温高压热水——湿蒸汽地热田，位于拉萨市西北90km，在念青唐古拉山前的断陷盆地中部，海拔4300—4500m，盆地呈北东方向展布，宽4—6km，面积约100km²，盆地地形平缓，被第四系覆盖，热田区地热显示丰富多彩，景象壮观。

从1974年起，在这里进行了多种地球物理勘探工作，1975年开始钻探，1977年开始利用地热发电。

在勘探羊八井地热田的过程中，地球物理资料对查明热储规模、范围和基底状况，了解热田的断裂构造和探索其深部结构，都是很有益的。本文是对羊八井地热田地球物理场特征的综合研究成果。

一、地　质　概　况

羊八井盆地位于冈底斯—念青唐古拉中间地块上，是北东向念青唐古拉大断裂系中的一个新生代断陷盆地。控制盆地边界的断裂在西北缘是念青唐古拉断裂；东南缘是唐山断裂。断裂均为走向北东，倾向南东，倾角较陡。断裂的形成时间不早于中新世，而羊八井盆地的形成时间大致在上新世至早更新世时期。本区的新构造运动迹象很多，说明盆地至今仍有沉降，而东南侧比西北侧更显著。这些都为热田的形成提供了良好的构造条件。沿此断裂带，北至那曲，南至尼木，水热活动均十分强烈。地热显示区有数十处。地表热水温度超过当地沸点（86℃）的就有十一处，羊八井热田只是其中之一。在这个构造带上，地震活动也很强烈，自1921年有地震历史记录以来，已发生 $4\frac{3}{4}$ 级以上的破坏性地震十九次，其中包括1951年当雄8级地震，1951年九子拉7.5级地震等，说明这个构造带至今仍在活动。

本区地层分布情况是，西北部的念青唐古拉山除主脊一带出露大片花岗岩和花岗闪长岩外，主要由片麻岩、石英岩、黑云母石英片岩及钙质砂岩等组成，原划归古生界，现也有认为应属早白垩世地层。盆地东南部的唐山主要出露石英岩、黑色板岩、灰岩夹煤系地层，时代属下白垩世（图1）。

在盆地两侧广泛出露燕山晚期—喜马拉雅山早期的花岗岩类，唐山一带还出露一套第三纪中酸性火山熔岩和火山碎屑岩层，及安山凝灰质砂砾岩。

盆地内的基底岩石经钻探证实：北部为石英岩；中部为花岗岩；南部为厚度一百多米

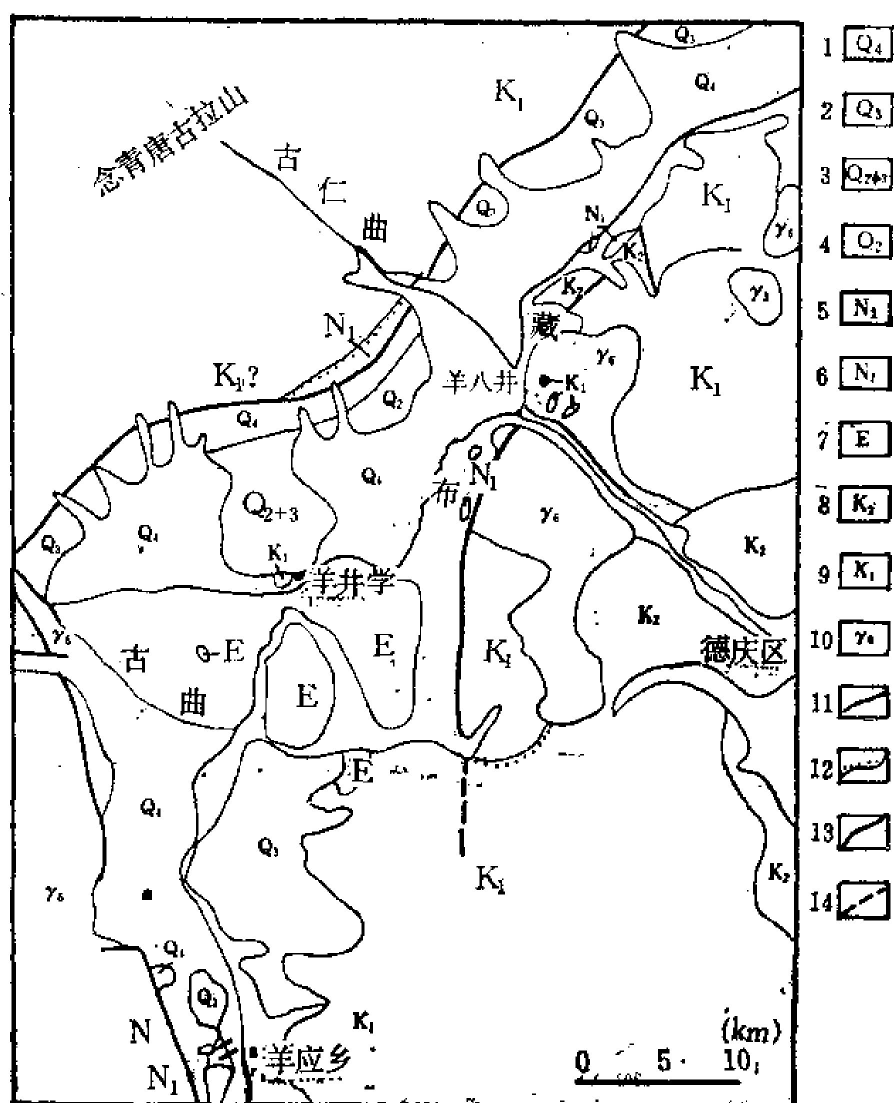


Fig. 1. Geological map of Yangbajain Basin

图 1 羊八井盆地地质图（据西藏地热队刘连捷）

1—全新统现代堆积；2—上更新统冰碛和冰水堆积；3—中、上更新统冰碛和冰水堆积；4—中更新统冰积层；5—上第三系砾石泥岩；6—上第三系安山岩；7—下第三系火山熔岩、碎屑岩；8—上白垩统红色碎屑岩；9—下白垩统石英岩、板岩、灰岩、片麻岩；10—喜山期花岗岩；11—地质界线；12—地层不整合；13—断层；14—推测断层

的火山碎屑岩，在其下部为花岗岩。上述基岩的上部为第四纪冰水相、河湖沼泽相和洪积、冲积、坡积砾石、砂砾石、亚砂土和亚粘土的混合堆积物，厚度可达数百米。是主要的储热层和盖层。

热田中的热水蚀变现象很普遍，主要为硅化—明矾石化、高岭土化、绿泥石—黄铁矿化等。各种古代和现代的泉华分布也很广泛。热田北部至今仍有现代的成硫作用，并形成硫磺矿床。初步认为，该热田开始形成的时间应不早于更新世。

热田区已施工242个钻孔，（表1）进尺共一万一千多米，其中有十八个钻孔见到基岩。钻孔深度最浅的4.26m，最深的1726.4m，一般为150—500m。在中尼公路以南的多数钻孔中，都在三十余米深处即喷出高温热水和湿蒸汽，而在中尼公路以北的钻孔中，一般在八十余米才见到热储，但不能自喷。钻孔中新见热流体温度一般为130℃—160℃，最高

表 1 羊八井地热田主要钻孔资料（据西藏地热地质大队）

钻孔号	孔 深 (m)	孔内最高温度 (℃)	井口压力 (kg/cm²)	汽水总流量 (t/h)	基岩深度 (m)	基岩岩性
002	261.55	32.7				
102	274.37	58.6				
103	366.3	101			355	花岗岩
201	296.9	52			103.4	花岗岩
202	357.3	54			160.8	花岗岩
204	551.5	147	2.4	92	255.5	花岗岩
320	525.4	163				
302	457.4	172	3.7	93	299	花岗岩
303	326.3	157	3.8	97	142.5	花岗闪长岩
304	206.5	166	3.8	96		
308	1726.4	152.6			295.5	花岗岩
311	81.8	157.2	4.7	164		
314	354.7	160	3.9	104	202	凝灰岩
319	156.9	161.7	3.3	106	127.5	凝灰岩
401	453.3	78			357.5	花岗岩
403	603.2	110.6			170	凝灰岩
404	221.2	28.5				
602	185.4	17			155.3	凝灰岩

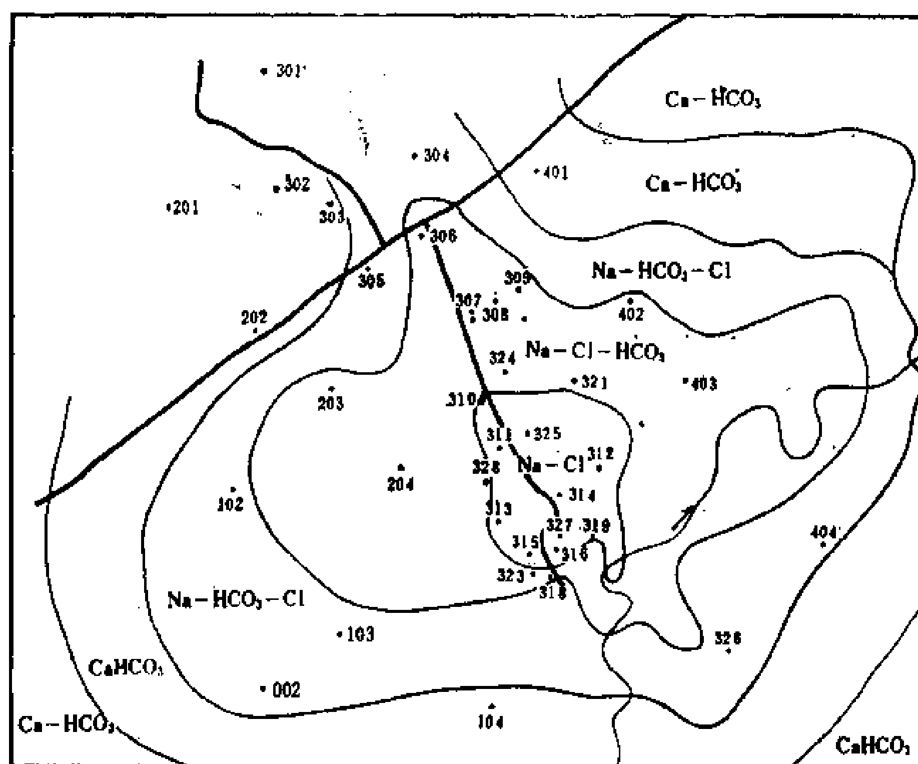


图 2 热田水化学类型图

Fig. 2. Map of hydrochemical types for Yangbajain geothermal field

172℃。井口压力一般为2.8—3.8kg/cm²，最大4.7kg/cm²，单井汽水总流量一般为80—110t/h，最大176t/h。

羊八井地热田热水的水化学类型主要是氯化物-钠质型（Cl-Na）和氯化物-重碳酸盐-钠质型（$Cl-HCO_3-Na$），地表凉水是重碳酸盐-钙质和钙、钠质型（HCO_3-Ca和$HCO_3-Ca-Na$），而在热田边界附近，由于凉水较多混入还出现了重碳酸盐-氯化物-钠质型水（$HCO_3-Cl-Na$）（图2）。地热水的矿化度一般为1－2g/l，pH值一般为7—9，属弱矿化度、弱碱性—碱性水。地热水中富含氟、硼、二氧化硅和锂、铷、铯、砷、锑、汞等岩浆挥发组分（热水中的化学成份详见表2）。所含气体主要为CO_2，其体积百分含量多大于90%，其他还有H_2S，氮、氧等。部分样品中还含有硼烷和甲烷。

表 2 羊八井地热水的主要化学成份

矿化物 (g/l)	pH值	Cl′	SO_4''	HCO_3'	CO_3''	Na′	K′	Ca″	Mg″	F′	Li	SiO_2	HBO_2	As″
		(mg/L)												
0.383 ≀ 2.326	6.52 ≀ 9.14	14.6 ≀ 1149.8	3.8 ≀ 77.8	112.7 ≀ 998.8	0.00 ≀ 118.8	87.0 ≀ 1022.0	4.1 ≀ 114.2	0.72 ≀ 24.3	0.00 ≀ 9.28	0.42 ≀ 21.3	0.52 ≀ 20.8	71.5 ≀ 190.0	37.3 ≀ 315.9	0.0 ≀ 4.8

二、主要地球物理方法技术

1974年在本区布置地球物理勘探工作时，只看到一些地表地热显示，并不知道地下热储的赋存状态及对之开发利用的可能性和潜力。根据本区要解决的地质问题和地球物理前提条件，我们选择了电阻率法（电测深和联合电剖面法）、重力法和磁法作为主要的地球物理勘探手段，同期进行了地下浅层测温（由西藏地热地质大队完成）和少量（五个测点）大地电磁测深试验（由中法青藏地质研究队完成）等。前三种方法是在相同的规则测网上观测的，主要测线方向为N40°W。重、磁测点的线距是500m，点距是100m；而电测深点的线距是500—1000m，点距是500m。它们的测区范围均达到100km²左右，已经包括了热区的外围地带。而联合电剖面法和浅层测温则主要是在热田范围内进行的（图3）。

重力测量使用加拿大环球型石英弹簧重力仪观测，对观测值进行高度、中间层、线度和地形等项校正，校正密度取2.5×10^{-3}g/cm³，地形校正最大范围为3km，分别采用圆环法和矩形节点网法分区计算地形校正值，重力布格异常均方误差为±0.75mGal。

磁力测量使用悬丝式机械磁力仪观测Δz参数，进行混合零点和正常梯度校正，观测精度为10nT左右。

电阻率法使用国产DDC-2A型电子自动补偿仪观测。电测深布极采用施伦贝尔格（Schlumberger）四极对称（不等距）装置，最大AB距为6km（最近已加长到10km），联合剖面法电极距为$AO=OB=$500m。观测精度以平均均方相对误差衡量，一般为1—4%。

地温测量是在电法所圈热田范围约15km²内，均匀布44个浅钻。在取样钻孔中，用温度计测量地下5—6m深度的地温。

大地电磁测量（MT法）使用法国数字化大地电磁仪器，分长周期（1000—3000s）和

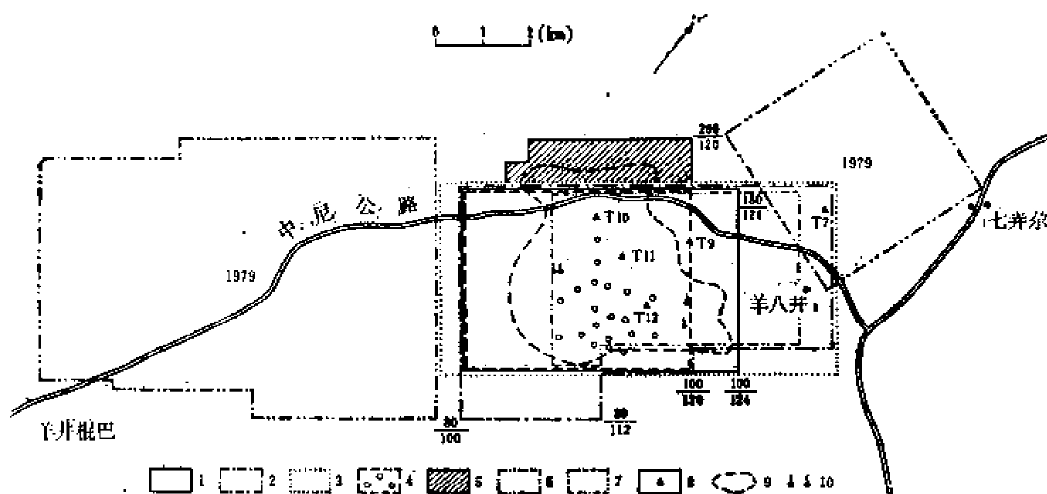


图 3 羊八井热田地球物理勘探工作范围

1—1974年，1976年电测深工作区；2—1976年重力与磁法工作区；3—1977年电测深工作区；4—钻孔；5—1976年重磁测量和1978年电测深工作区；6—1979年重磁测量和电测深工作区；7—1980年和1981年热红外测温、浅源地震和大地噪声测量实验区；8—大地电磁观测站；9—$\rho_{smin}=30\Omega\cdot m$等值线；10—温泉

Fig. 3. Extent of geophysical exploration at the Yangbajain geothermal field

短周期（100s）两种工作方式。测量二个电场分量（E_x，E_y）和三个磁场分量（H_x,H_y,H_z）。先后用感应式磁探头和超导磁力仪接收，电极距为100m和300m两种。电磁场测量轴分别选择N45°E和N45°W两个方向，大致与盆地走向平行和垂直。

三 热储层的地球物理特征

地下热水最显著的物性特征是温度高和电阻率低，所以测温和电阻率法是发现和圈定地下热储最直接的方法。

（一）温度场特征

羊八井地热田5m深地温测量结果见图3。图中的10℃等温线大致反映了热田的范围，几处高温区主要与地表的强烈水热活动显示区对应。

通过钻孔中的测温资料，可以了解热田地下的温度场特征。各钻孔的温度曲线，基本上是两种类型（图5），一种以ZK314孔为代表，高温段出现在中部，其上部为增温正梯度，下部为降温负梯度。热田南部温度场的垂向变化多为此种特征，明显表现出这里的热水是侧向流动，而不是由深部向上补给。另一种以ZK303孔为代表，高温段出现在中下部，其上部为增温段正梯度，达到最高温度后即保持不变，这是热田北部温度场垂向变化的基本特征，反映出这里的热水以向上运动为主，其热传输方式：上部主要是热传导；中下部主要是热对流。

这两种类型的温度场在热田中的分界线大致在中尼公路南侧，因为ZK303、ZK307、ZK309诸孔均属第一类型；而其北侧的ZK202、ZK305、ZK306、ZK401诸孔及其以北均属第二类型。我们在热田中部分别作两条NE向钻孔剖面（AA′和BB′）和一条NW向钻孔剖面(CC′)。绘出断面上的温度场特征，可以清楚地看到(图6)，AA′剖面向深部增加，未封闭；BB′剖面高温中心大致在80-120m深度处，向下降温；CC′剖面上这种南北两地段地下深部温度场特征的差异反映更清楚，其界线大致就在中尼公路附近。

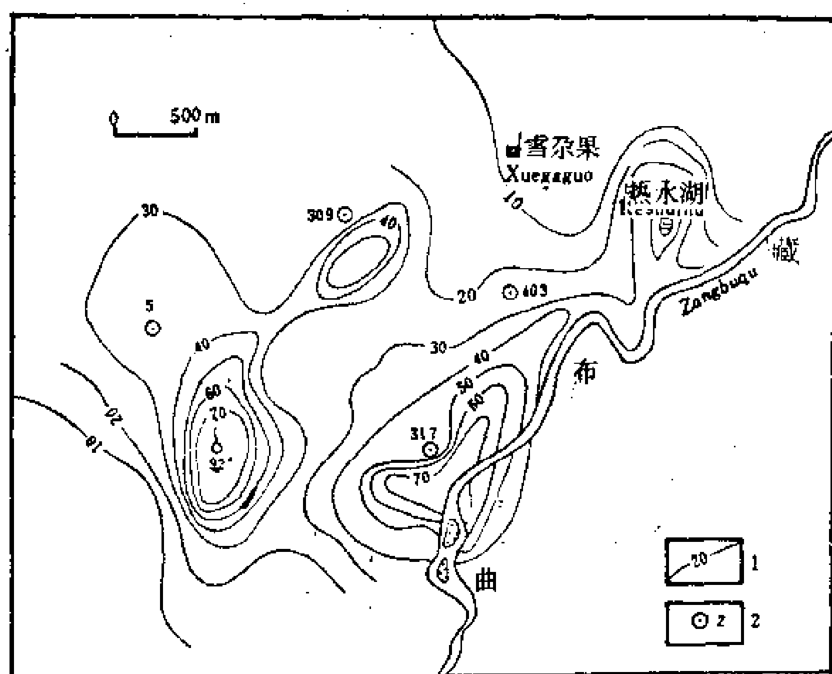


Fig. 4. Isotherm map of 5m depth
图 4 羊八井热田5m深等温线图（据西藏地热地质大队）
1—等温线（℃）；2—钻井编号

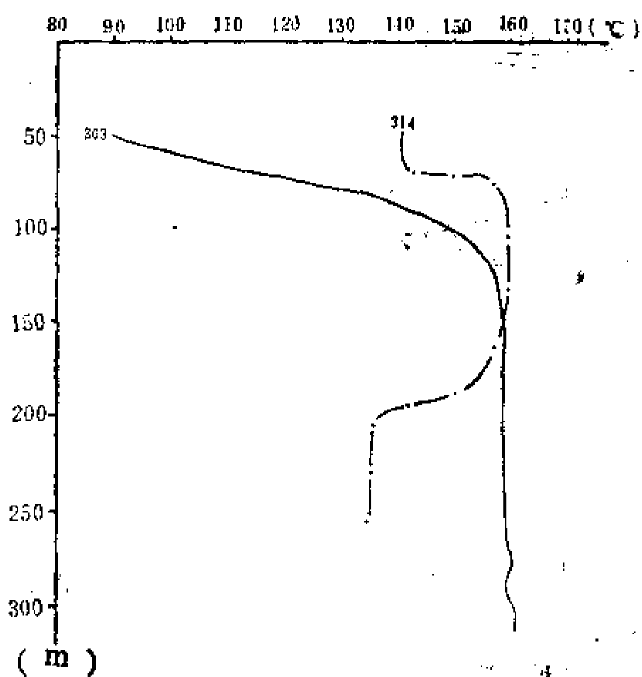


Fig. 5. The temperature-depth profile for drill-holls
图 5 羊八井热田钻孔温度

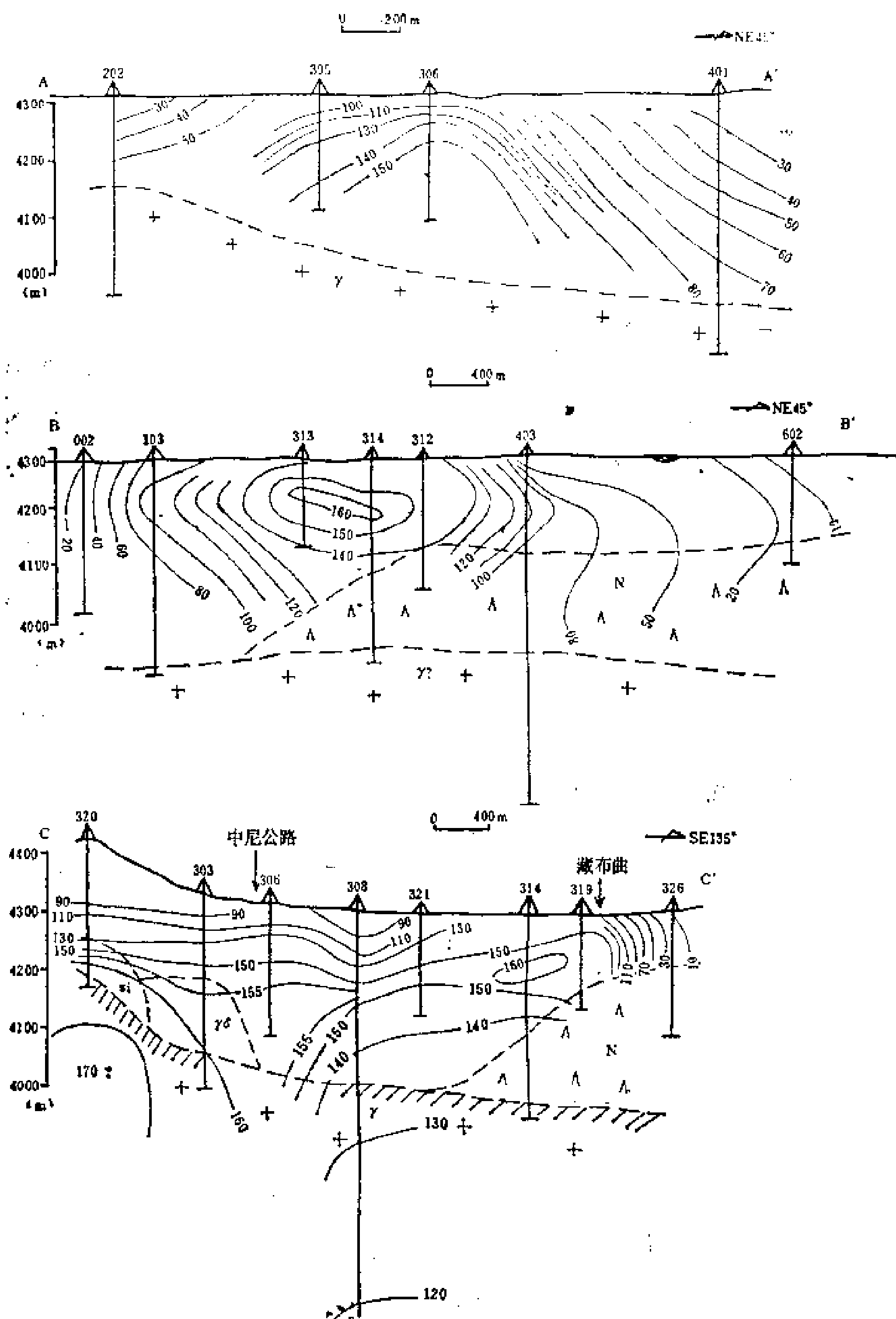


图 6 地温断面图

Fig. 6. Sections of underground temperature

（二）电阻率特征

在本区地表测得的各种电阻率值见表3。

通过钻孔电测井获得的电阻率值见表4。

由此可见，热储层的低电阻率特征是很明显的。当然，影响含水层电阻率值的因素除

表 3

岩矿名称	电阻率值 (Ω·m)	岩矿名称	电阻率值 (Ω·m)
热泉水 (50℃)	2.95	远离温泉的粘土	77.3
热泉水 (83℃)	2.16	含温泉水的高岭土	6
含热泉水砂砾石 (62℃)	11.4	不含热水的高岭土	231—352
含热泉水粗砂 (66.5℃)	15.25	泉水	65
温泉附近的粘土	4.0~11.4	地表凉水 (11℃)	96.5

表 4

类别	岩性	一般电阻率值 (Ω·m)
盖层	北部为冰碛泥砾和硅质胶结层 南部为粘土和泉胶砂岩	n×10—n×100
热储层	含热水砂砾层	10—30
基底	凝灰岩和花岗岩	80—1000

温度以外，主要还有孔隙度、含水量、水的含盐浓度等，需要予以综合分析。

根据上述的物性前提，我们认为在本区选用电测深法圈定热储范围是适宜的，尽管它的工作效率要比电剖面法低一些，但它还能同时获得热储埋深、厚度和基岩埋深等多种参数，所以有更高的综合经济效益。

热田的电测深曲线类型主要为QHA和KQH型，其低阻部份明显与储热层相对应（图7）。

曲线尾支是高阻基岩的反映，曲线首部因表土和盖层性质不同而出现若干差异，QHA型主要出现在热田中部和南部，主要反映粘土盖层；KQH型主要出现在热田北部和东西边部，多为浅部高阻盖层的反映。

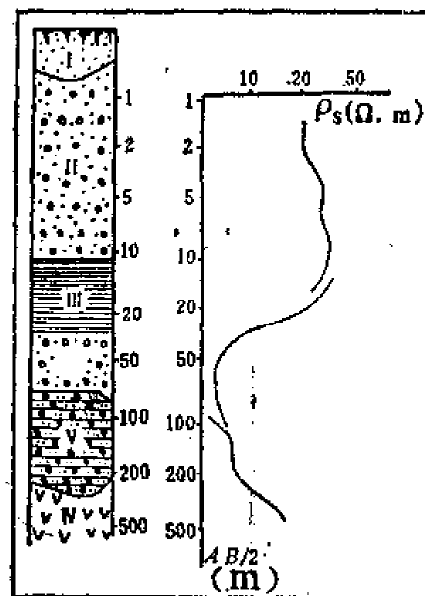


图 7 钻孔柱状及电测深曲线图

I—表土；II—砂砾、粉砂粗砂或泉胶砂岩；III—粘土（纹泥）；IV—砂砾及砂卵石层；V—砂砾层、泉胶砂岩含水层；VI—中酸性晶质岩屑凝灰岩

Fig. 7 Section and electrical sounding-curve of zk318

根据每个电测深点的最小视电阻率值（ρ_{min}），作出平面等值线图（图8）由图可见，在30Ω·m等值线处，电阻率变化梯度最大，是一个明显的分界线，而且这一界线与5米深测温的10℃等温线（图5）和热田水化学类型图（图3）上Cl-Na、Cl-HCO_3-Na型水的分布

Fig. 8. Isoline map showing ρ_s, min of electrical sounding in Yangbajain geothermal field

图 8 羊八井地热田电测深$\rho_s$min等值线平面图

1—测点及线点号；2—$\rho_s$min等值线；3—钻孔及编号；4—温泉

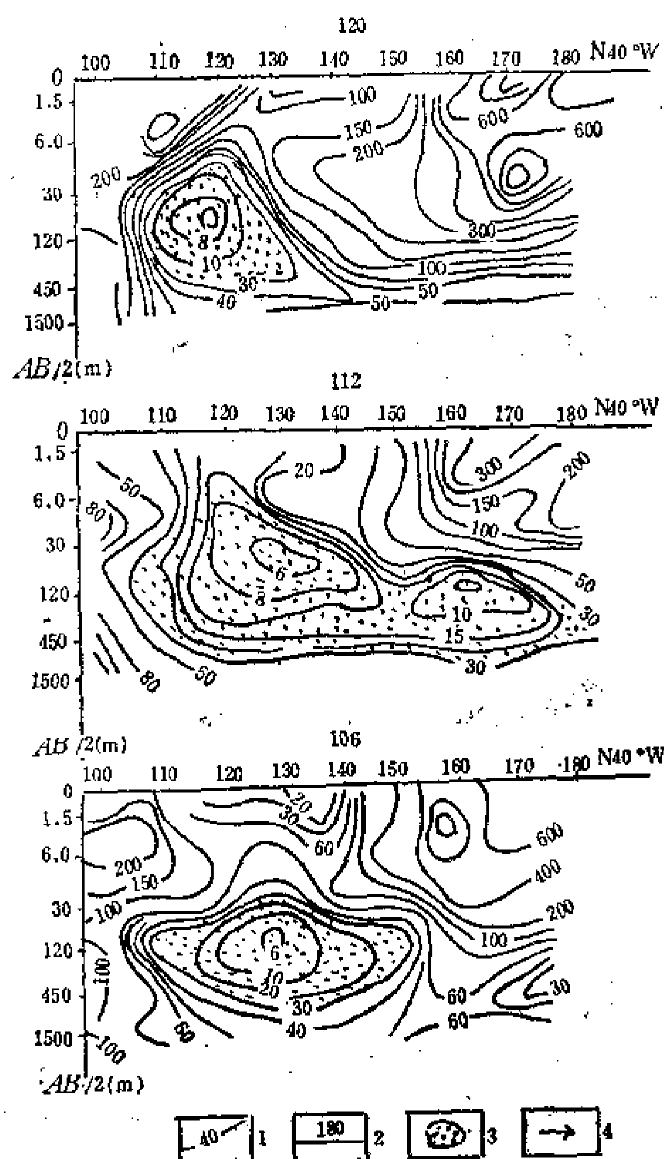


Fig. 9. Map showing ρ_s contour values of the lines 120, 112, 106

图 9 羊八井热田120、112、106线ρ_s等值线和热储形态图

1—ρ_s等值线（$\Omega\cdot$m）；2—测站编号；3—热储层；4—热水流向

范围均较一较。再结合表3、表4中的电阻率参数资料，我们确定用30Ω·m的等值线来圈定热储的平面范围。大致是长4km（NW-SE向）、宽3—4km（NE-SW向），面积近15km²。这一结论是在1979年以前提出的，经过近几年的钻探，证实了这一认识是符合实际的。布置在物探推断热田边界上的ZK602、ZK401、ZK102、ZK002、ZK404、ZK326诸井，都未打出高温热水。除ZK401和ZK102井中最高温度为78℃和59℃外，其它四个井的最高温度均低于35℃。这就圈定了热田东、西、南三面的范围。只有北部边界情况有些特殊，尽管那里地下温度仍然比较高，但由于赋水差，加之硅化，高岭土化和冰碛层发育，所以地层视电阻率高，30Ω·m等值线不能圈定热田范围。ZK320井温可达163℃，但井位已在该等值线以北约300m，由此可见，热田范围在北西方向仍然有较大延伸。

热储剖面形态的定性特征可见（图9，10），这是两组视电阻率等值线断面图。前者是沿测线方向（N40°W），后者是沿基线方向（N50°E），并仍以30Ω·m的等值线圈定热储

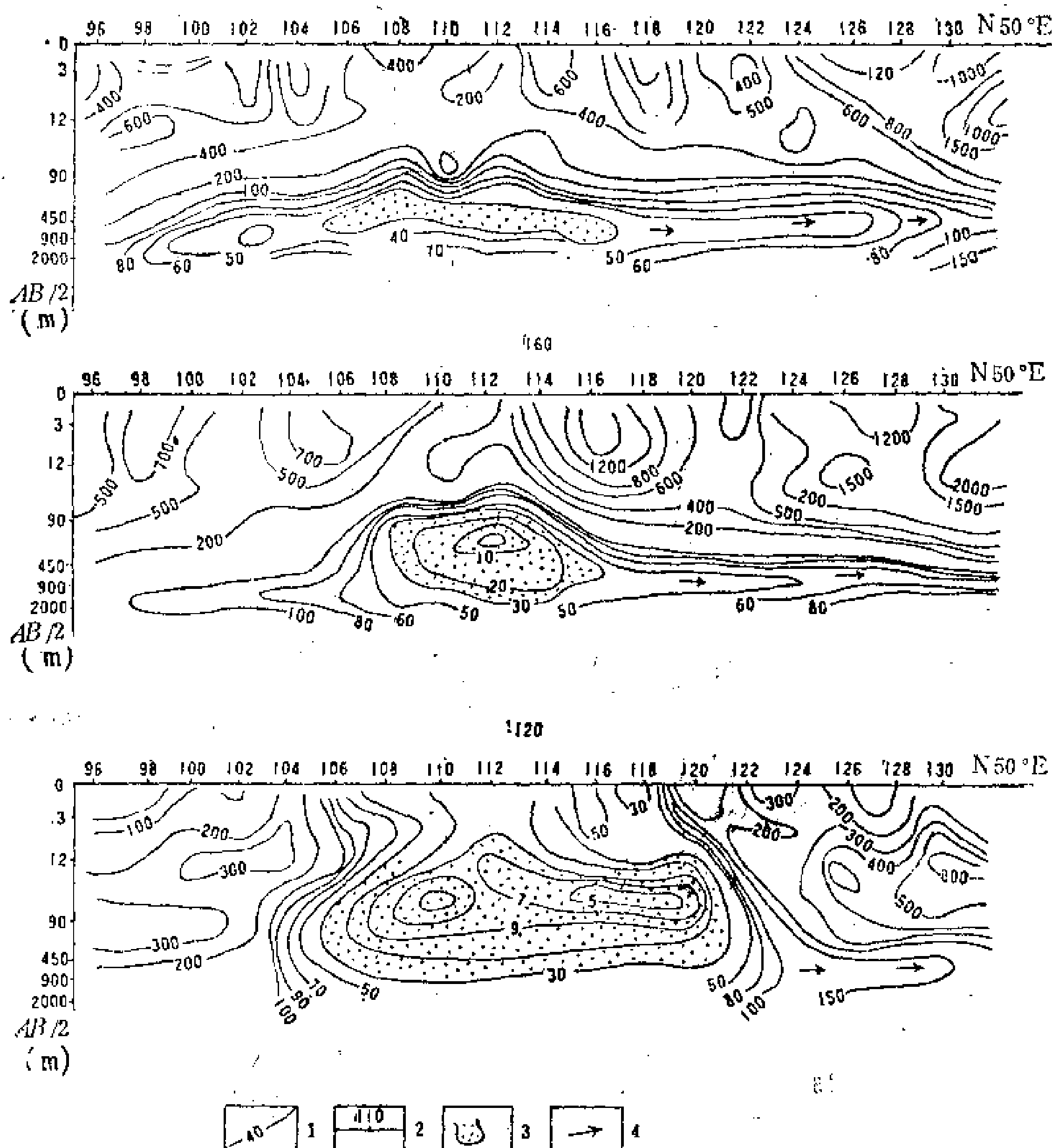


Fig. 10. Maps showing ρ_s contour values of the base lines 120, 160, 180

图 10 羊八井热田120、160、180基线ρ_s等值线和热储形态图

1—ρ_s等值线(Ω·m)；2—测站编号；3—热储层；4—热水流向

范围。对上述电测深资料还用量板法作了定量解释，并对其中10个测深点在电子计算机上用拟合核函数的自动解释程序作了对比解释计算，其结果是一致的。这样得出的低电阻层（包括热储）埋藏深度和厚度，其平面特征见图11可见，第四系中的热储是互相连通为一个整体，其东南部埋藏浅，盖层厚仅15—40m，西北部达60—80m；而热储层厚度在东南部为数十至一百多米，西北部达二三百米。在热田边部，由于冷水的大量混入，因而水温大大降低。

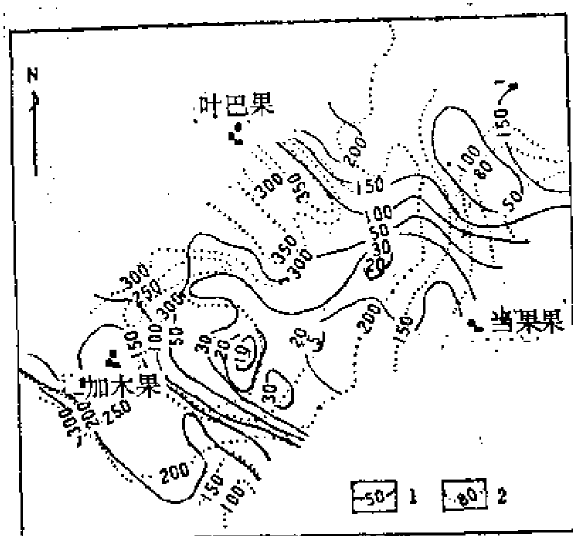


图 11　地下热水等深等厚图

1—等深线；2—等厚线

Fig. 11　Map of isobath and isopach lines for inferred underground hot water

四、热田基底和构造地球物理特征

（一）热田基底

由于热田的基岩和第四系砂砾层存在明显的电阻率差异，所以热田基底的埋深主要是用电测深资料计算的，其结果见图12。在热田区，自东南向西北，热田基岩深度渐增，从一百多米到四百多米，而在热田的北东和西南两侧，基岩均比热田区深，所以沿盆地走向上（NE-SW方向），热田区的基岩相对地呈局部隆起，这对解释热田成因也是值得注意的现象，即可能与深部的潜火山活动有关。

热田基底的上述起伏状况，与布格重力异常的反映是一致的（图13）。重力低出现在中尼公路一线，往北西和南东两侧重力值增高，反映盆地中心基岩埋深大，往两侧变浅；且热田区内相对其NE和SW两侧重力值又局部增大，反映了基岩相对隆起，因为基岩的密度要比第四系高0.6g/cm^{3}左右。

热田基底的岩性，从磁异常图可以看出（图14），南部为火山岩，与正磁异常区对应，北部低，负磁异常区为花岗岩和石英岩，它们的磁性本来较弱，又受到强烈的水热蚀变，因而基本无磁性。至于中尼公路上的一个局部高磁高重力异常（面积1km^{2}左右），是由局部磁性体引起的，呈叠加异常形态。

（二）热田中的断裂构造

热田中的断裂，常常是热流体的通道，因而呈低电阻反映。我们用联合剖面法的"正交点"来确定其位置，并用两种不同电极距（$AO=BO=400$m和600m）的复合联剖正交点的位移，来判断其大致倾向（图15），依此推断了九条断裂，方向为NE和NW两组（图16），其产状近于直立。这些断裂中规模较大者，在重、磁异常等成果图上也是反映，表现为等值线的密集带和突变带。有些钻孔（如ZK308、ZK401）中已见到了断层破碎带，可作为存在断裂的证据。

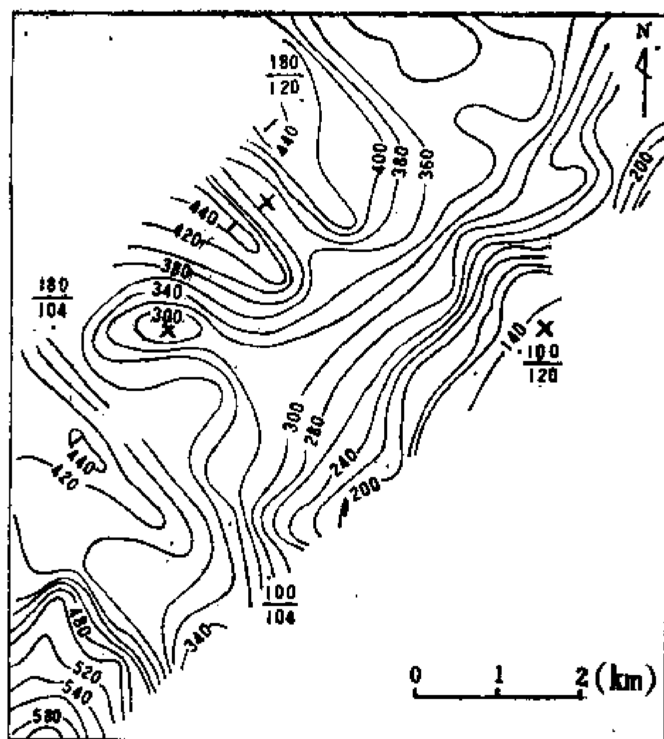


图 12　羊八井热田推断基岩埋深图

Fig. 12. Map showing the deduced depth of bedrock burial

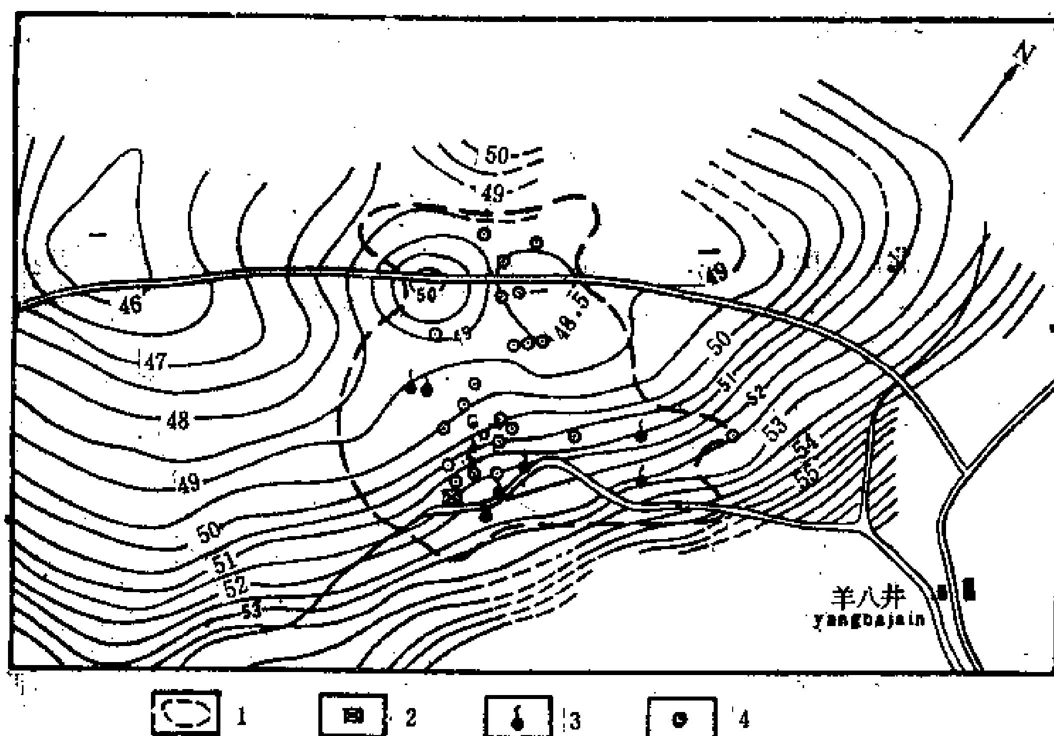


图 13　羊八井热田布伽重力异常图

Fig. 13. Map of bouguer garvity anomaly

1—地热场范围（30Ω·m等值线）；2—发电厂；3—热沸泉；4—钻孔

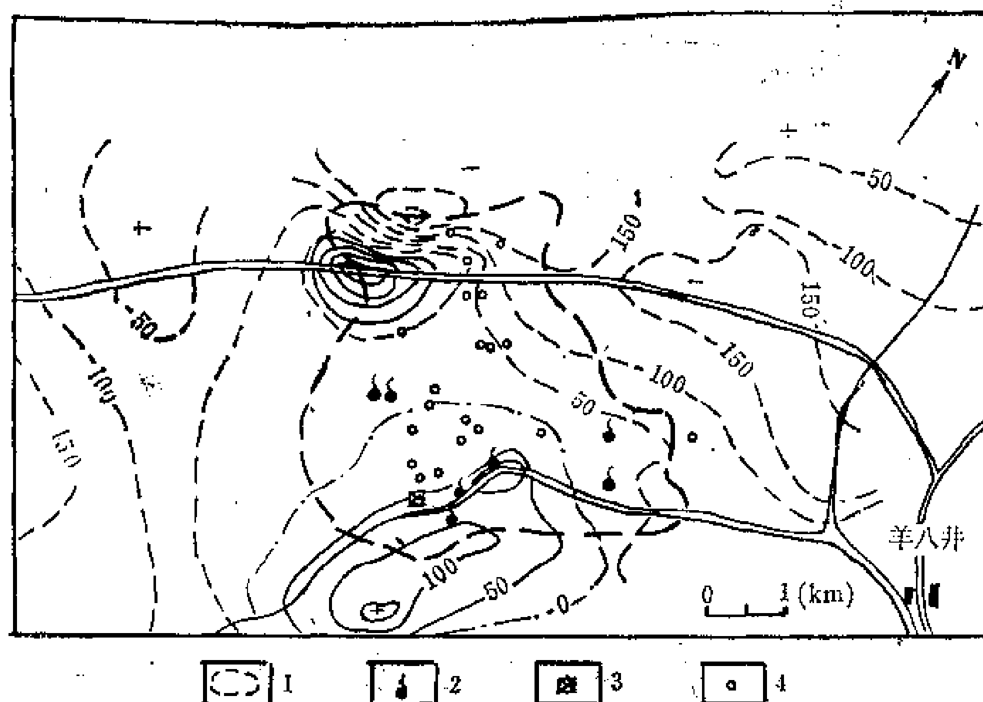


图 14 羊八井热田垂直磁力异常平面图

Fig. 14. Map of vertical magnetic anomaly

1—地热场范围（30Ω·m等值线）；2—热沸泉；3—发电厂；4—钻孔

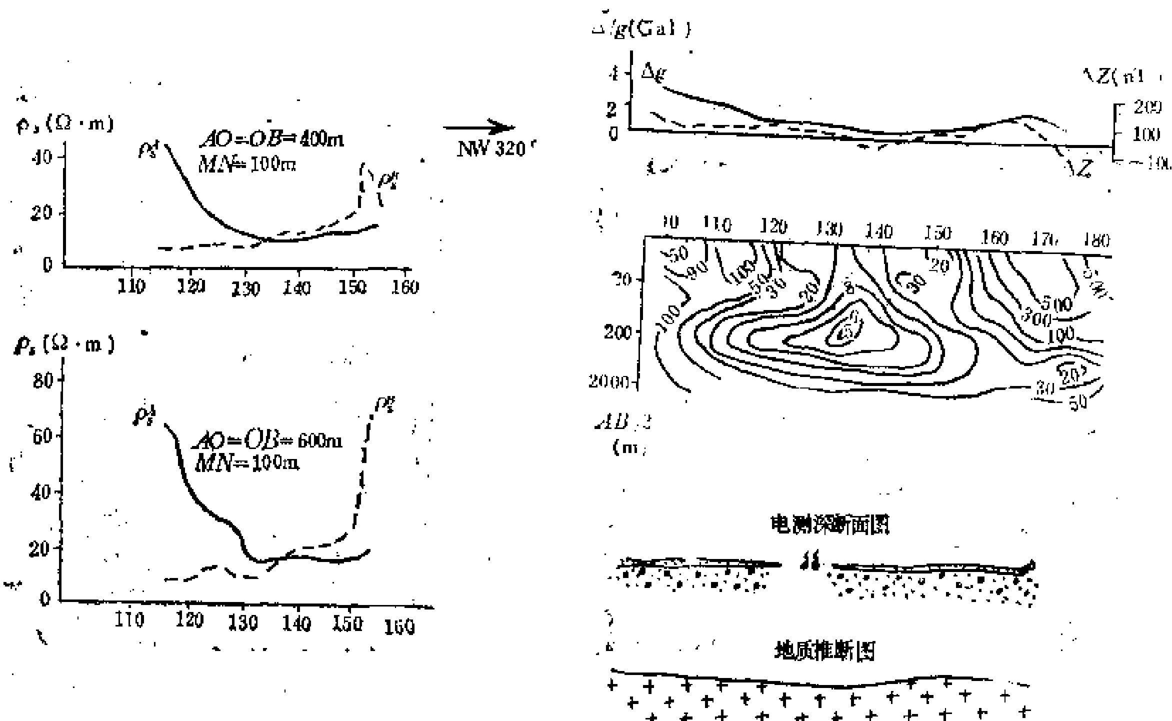


图 15 108线综合剖面图

Fig. 15. Combinel section for line 108

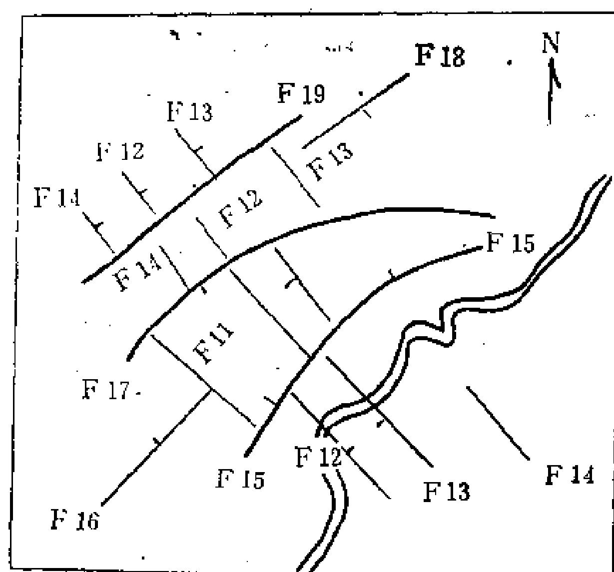


图 16 羊八井热田推断构造图
Fig. 16. Map of deduced structure

五、对热田深部结构的探讨

综合以上资料，可对热田深部结构模式分析如下：

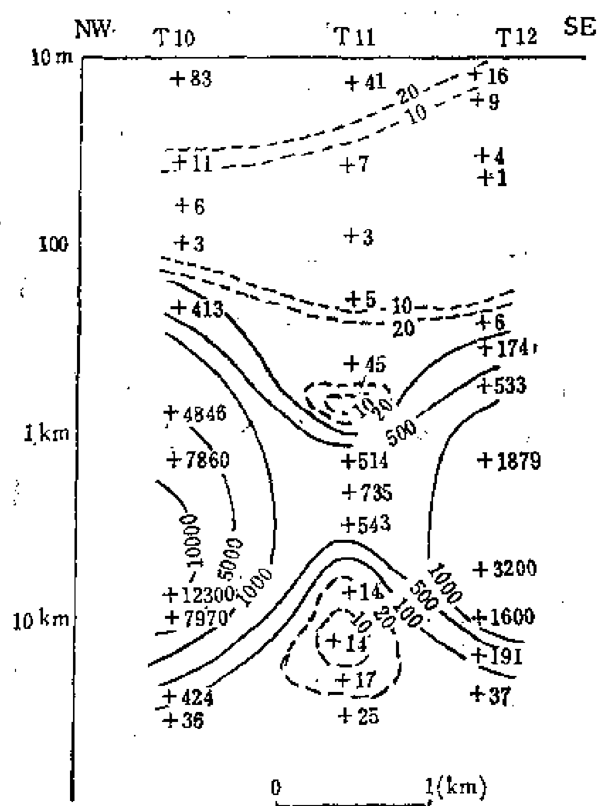


图 17 羊八井热MT法ρ_s剖面图
Fig. 17. ρ_s profile using magnetotelluric method

1. 羊八井地区没有近期的火山活动，但地热成因明显与岩浆侵入有关，水热系统具有明显的对流特点，反映该地热系统具有较一般火山区地热田更深一些的热源，和较长途径的断裂通道。

2. 根据羊八井热田上五个大地电磁测深点资料（图 17），除浅部热储有低阻反映外，在10至20 km深部还存在低阻层，很可能是地壳内部的局部熔融地段，在NW-SE的剖面上，中间浅两边深，其变浅的部位在中尼公路一带，并与低重力低磁区对应。而且，这个地段钻孔中的温度曲线类型是向深部缓慢增温的，明显反映出对流的特征，这与其南北两侧地下温度场向深部降温的特征迥然不同。所以有理

由推断，这里存在由于断裂交叉而形成的基岩“破碎柱”，并成为热流体上升的主通道，其深部可能即与熔融地层的最浅部位相连通。

3. 大气降水经过深循环而被加热，所形成的高温热流体（依地球化学温标法计算约210℃）从深部呈柱状体沿基岩破碎带上升，其中心位置大致在中尼公路一带，抵达浅部后分成两支：北支冲向地形高坡方向，呈静态舌状分布；南支流出基岩裂隙后，进入第四系松散层侧向漫流，其顶部受盖层所封闭，而形成浅部热储，并在盖层不佳处泄漏成泉。

4. 羊八井地热田是那曲至尼木构造带上的一系列地热田之一，而且是更大范围的喜马拉雅地热带的组成部分，所以其成因不是孤立的，作为热田热源的岩浆囊很可能是由于大陆板块碰撞、俯冲过程中形成的地壳局部重熔现象，大范围的熔融层在构造条件有利的地段，可能局部上升到更浅的部位，而成为一些地热田的热源。

THE GEOPHYSICAL EXPLORATION OF YANGBAJAIN GEOTHERMAL FIELD IN THE XIZANG (TIBET)

Wu Qin Ye Jianhong Feng Guoliang

(Geophysical Exploration Party, Bureau of Geology of the Xizang (Tibet))

Abstract

Geophysical exploration of Yangbajain Geothermal field at Damxung County in the Xizang (Tibet) began in 1974. Before this it has been covered by airborne magnetic survey. Subsequently, comprehensive geophysical exploration work involving electrical, gravity, magnetic, shallow temperature surveys, etc., was performed in that area. Since 1980 various experimental work such as magnetotelluric, infrared, radi othermometric, ground noise, geomagnetic differentiation surveys was conducted over the field. A considerable amout of data was obtained, with subsequent comprehensive analysis and study, resulting in the delineation of shallow reservoirs. These data are also useful for further exploring the deep-seated structure of the field. The present report is a summary of the abovementioned geophysical exploration and its results.

用古地磁方法对西藏阿里地区上新世以来水平运动的初步研究

钱　方

（中国地质科学院地质力学研究所）

西藏阿里札达盆地，位于青藏高原的西南角，约在北纬31°40′，东经79°45′一带。介于喜马拉雅山脉及其支脉阿伊拉日居之间（图1）。盆地呈NW-SE向，长约一百多公里，平均宽30km以上，海拔为4000—4500m左右，是晚新生代断陷盆地。盆地的基底为侏罗纪灰岩和砂岩，上面不整合地堆积了厚约1120m的一套上新世到早更新世的河湖相地层。在

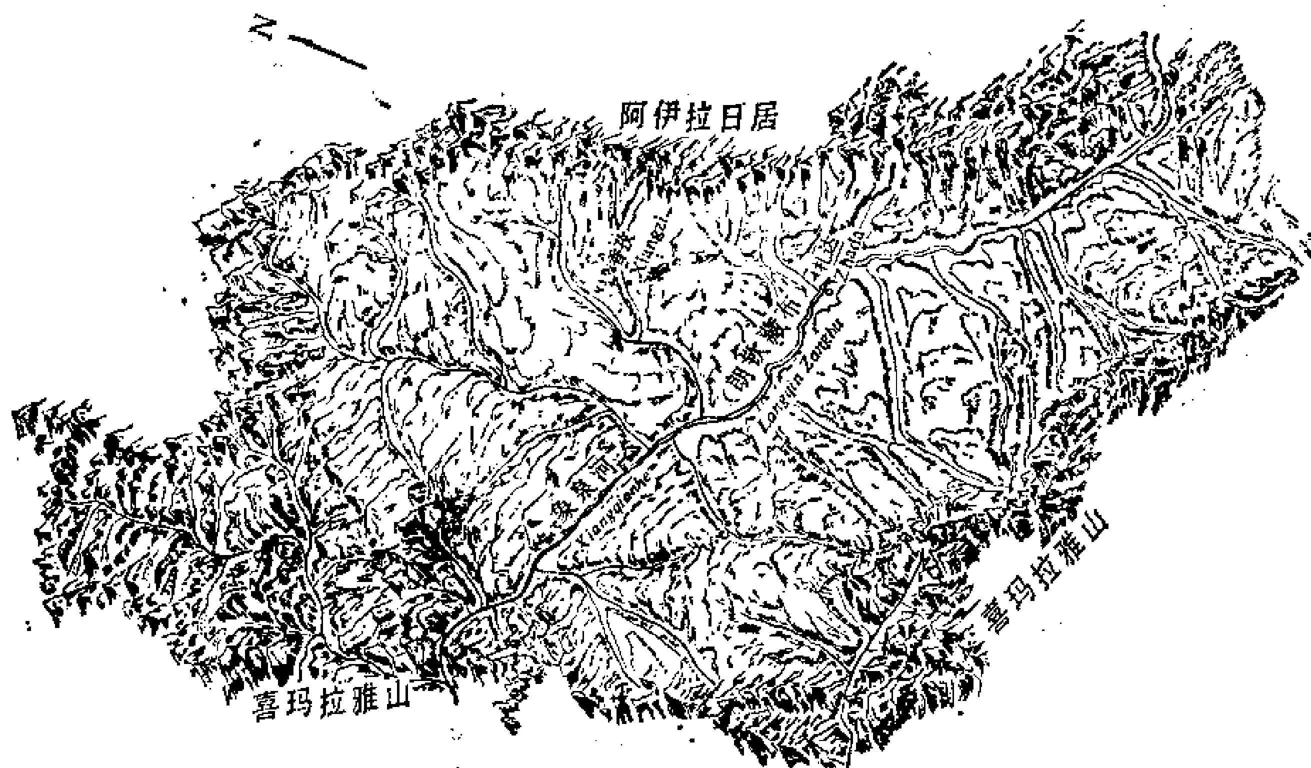


图 1　阿里札达盆地位置图

Fig. 1. The Zhada basic in Ali, Xizang

盆地边缘及河谷中，在这套河湖相地层上面堆积了时代更新的冰川堆积和其它成因的堆积物。发源于冈底斯山的象泉河（又名朗钦藏布）由东南经门士穿过该盆地，在什布奇附近切穿喜马拉雅山脉，一直向西流到印度，在印度被称为萨特累季河。在盆地中，象泉河谷地较开宽，河流强烈切割了近于水平的河湖相地层，河谷两岸发育有十级以上的阶地。在象泉河两岸的河湖相地层，形成了酷似雄伟的古城堡地形和娇艳多姿的土林地貌。

一、剖面分层和描述

1982年我们在札达盆地对这套河湖相地层进行了研究❶。根据该剖面的沉积特征，古地磁测定结果及孢子花粉和哺乳动物、软体、介形虫化石等资料并参考了前人研究成果[1-3]，按照实测剖面将这套河湖相地层分为上新统札达组和下更新统香孜组（图 2)。札达组厚666m，可分为四段。香孜组厚554.0m，可分为五段。现将该剖面自上而下描述如下：

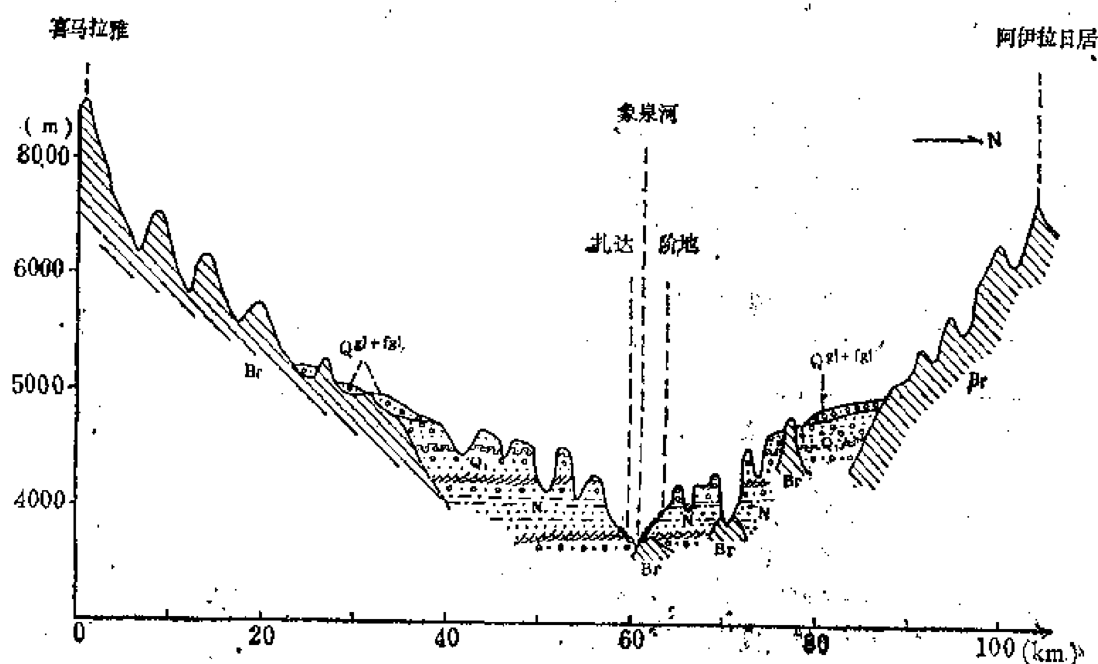


图 2 札达盆地综合剖面图

Fig. 2. Synthetic section of Zhada basin

中、晚更新世冰碛、冰水堆积、阶地堆积等

～～～～ 不整合或假整合 ～～～～

香孜组

5. 灰黄色细砂层
4. 厚层砾石层夹薄层松散砂层，砾石局部钙质胶结，在砾石层中有一层厚约 1m 的融冻褶皱。 180.0m
3. 厚层状砾石层夹薄层砂层及灰白色、黄色粘土、亚粘土层。在下部砾石层和砂层间发育有数层冰缘构造的融冻褶皱层。本段下部孢粉贫乏，上部孢粉组合中，木本花粉以松和桦为主，其次为榆，另外还有胡桃、山核桃、桤木、榛、冬青等。草本花粉主要是藜和毛茛科。 189.0m
2. 灰黑色砾石层和棕色砂层互层，夹薄层粘土和亚粘土层。冻融褶皱发育，褶

❶ 参加野外工作的除笔者外，还有浦庆余、吴锡浩、邱元正、李永昭和邵志刚。刘兰锁提供了该剖面的孢子花粉资料。

皱层厚度可超过2m。孢粉组合特征是草本植物花粉为主，其中菊科占46%，藜占12.4%，蒿为8.5%。木本仅占25%，只有松和柏科，蕨类很少。 79.0m

1. 厚层状砂层夹薄层粘土和亚粘土层。在砂层中常夹有砾石透镜体。砾石粒径较小。本段下部孢粉贫乏，仅在个别样品中发现零星的草本植物花粉。在本段下部以木本植物花粉占优势，达64.7%。以松、榆、桦为主，还有个别的落叶松、胡桃、械、冬青等。草本花粉中藜、毛茛、菊科较多。孢子则为水龙骨科和凤尾蕨。 86.0m

——— 整 合 ———

札达组

4. 灰黑色、灰色、灰黄色、黄棕色粘土、亚粘土和细砂互层。含有复足类，介形类*Ilyocypris* sp, *Qinghaicypris medialis*等。哺乳动物化石有三趾马和鹿类❶，孢粉组合以木本花粉为主，占50—70%，以松、云杉、冷杉为主。罗汉松、雪松仅个别出现。阔叶树花粉中桦较多，栎较少。草本种类较多，有藜、麻黄和菊科，其它有蓼、毛茛科、十字花科、禾本科、豆科、蔷薇科等。蕨类以凤尾蕨和水龙骨科为主。 200m

3. 灰黄色砂和粉砂层为主夹有灰黄色、褐灰色粘土和亚粘土层及灰色砾石层。砾石径粒一般为1—5cm，砾石磨园较好。砾石岩性复杂有石英岩、石英砂岩、砂岩、灰岩、花岗岩、片岩及板岩。在砂层中含有铁质胶结的砂管、砂盘和砂球。本段孢粉含量丰富、种类很多。木本花粉中针叶花粉以松为主、云杉、冷杉仅零星出现。阔叶花粉中以栎为主，其次为桦，还有少量的榛、榆、柳、胡桃、械、忍冬、桤木、栗、山毛榉、山核桃、椴及常绿植物花粉木兰、冬青、漆、木犀科、楝等。草本花粉种类也较多，蕨类主要为水龙骨科和凤尾蕨。在香孜农场发现的小古长颈鹿化石的层位和本段上部相当。本段中也有软体动物化石和介形类化石。 116.0m

2. 棕色、灰色、灰绿色厚层状砂层夹灰黑色、棕色、灰白、紫红色薄层粘土和亚粘土层。砂层中交错层发育。在砂层中常有粘土团块和小砾石，并含有大量铁质胶结的薄层和结核。本段中孢粉组合和第3段相似。 142.5m

1. 深灰色厚层状砾石层和灰绿色、棕黄色砂互层，并夹有薄层棕黄色粘土、亚粘土层。砾石磨园较好，分选好，粒径为2—6cm。砾石岩性主要为石英砂岩、砂岩、灰岩、石英岩、千枚岩、板岩及中性、酸性喷出岩。砂层中交错层发育，有钙质胶结薄层。本段含有软体动物化石及介形类化石。孢粉组合以木本植物花粉为主占72%，主要以松主为，次为云杉，还有少量的罗汉松、冷杉及雪松、油杉、铁杉、柏科等。阔叶植物花粉稀少，仅见桦、栎、桤木、榛及忍冬。草本植物花粉很少，主要为麻黄。蕨类有水龙骨科和凤尾蕨。 107.5m

二、古地磁标本采集和测定

在对1120m的札达组和香孜组剖面，做实测剖面的同时还采集了古地磁样品。由于这两组地层中砂和砾石层厚度较大，因此古地磁标本的采样平均间距也大。在札达组中共布

❶ 据武汉地质学院北京研究生部聂泽同面告。

置古地磁采样点50个，在香孜组的1、2、3段中布置采样点31个。香孜组的第4、5段，因岩性是砂砾层而无法采样。此外，对象泉河2—7级阶地上的堆积物布置采样点14个。在每个采样点上取大样一块，在现场加工成$4\times4\times4cm^3$的样品2—4块。标本采用方位法定向，由于地层是水平的，即以地层的平面作为立方体的顶面，以磁北方向作为样品的标志方向。

全部标本在地质矿产部地质力学研究所十三陵古地磁测试中心进行测定。首先测定了每块标本的剩磁方向，然后将其在峰值为50、100、150、200、250、300、400、500(1000/4π)A/m的交变磁场中逐步进行磁清洗，并测量每块标本的磁化方向。测量样品磁化所用的仪器是一台我国自制的无定向磁力仪，灵敏度为3×10^{-8} (1000/4π)A/m，完全适用于

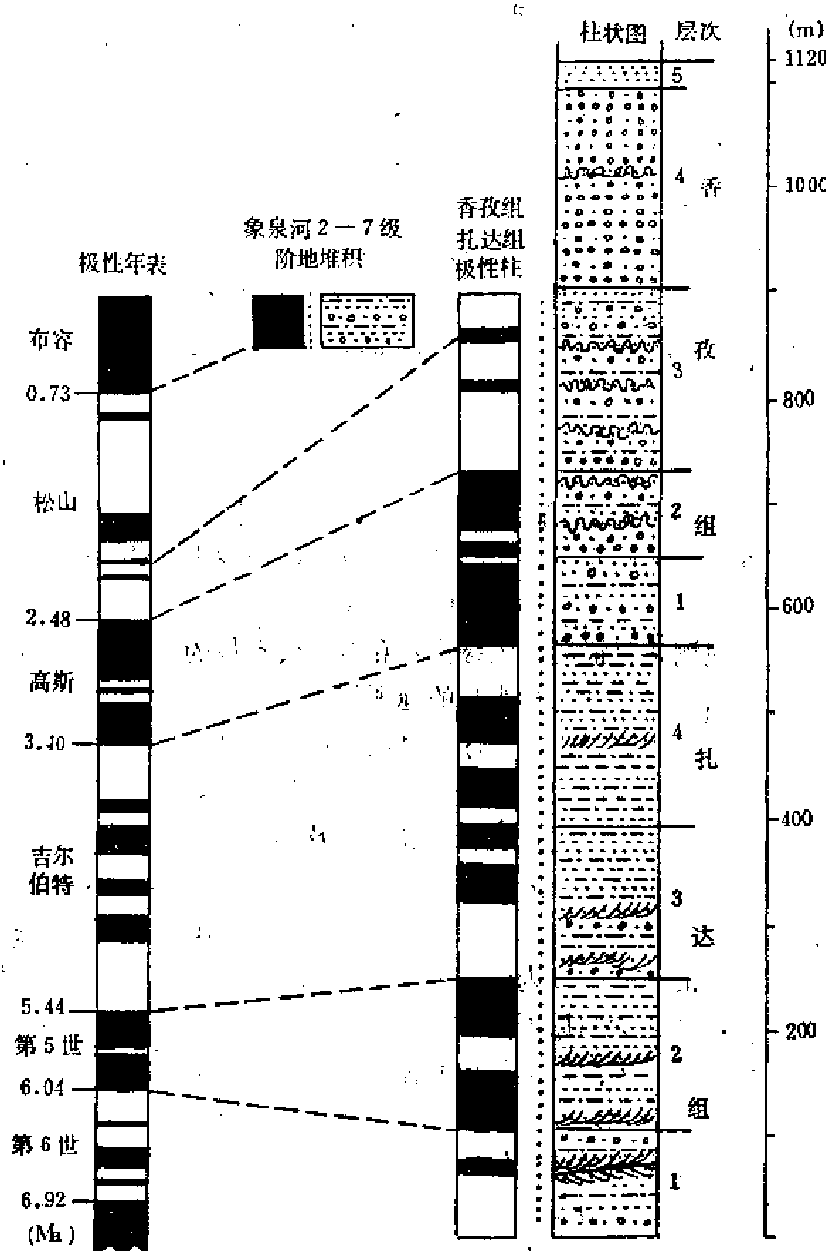


图 3 香孜组、扎达组和象泉河阶地堆积物的极性柱和极性年表的对比

Fig. 3, Acorrelation between the Xiangzi, the Zhada polarity sequece and the standard polarity scale

测量象晚新生代河湖相这类磁性较弱的标本。根据测出的数据，求出每块标本的原生磁化方向磁偏角和磁倾角。按照磁偏角和磁倾角的正、负值，作出了札达组和香孜组第1—3段的磁极性序列。

通过野外地质工作及参考了札达组和香孜组古生物化石的时代，将上述磁极性序列和古地磁年表进行对比（图3）。在图3中，笔者将札达组第一段的极性序列对应于年表中的第6世上部；札达组第二段极性序列对应于年表中的第5世；札达组第3—4段极性序列对应于吉尔伯特世；香孜组第1—2段极性序列对应于高斯世；香孜组第3段对应于松山世初期，到留尼旺事件之后。由于在香孜组的第4、5段中未采古地磁样，所以不能将这两段地层的时代和古地磁年表对比，但根据沉积速率可大致推算出这两段地层的沉积时代为松山世的中—晚期。香孜组的沉积结束时间可能晚于奥都维事件。此外，对象泉河2—7级阶地的全部古地磁样品测定后，得出阶地形成的时代相当于布容世，即为中—晚更新世。

三、古纬度的计算和水平运动的初步研究

按照布容、松山、高斯、吉尔伯特、第5世和第6世的顺序，根据公式：

$$R^2=(\Sigma X)^2+(\Sigma Y)^2+(\Sigma Z)^2$$

$$X=\frac{\Sigma X}{R},\qquad Y=\frac{\Sigma Y}{R},\qquad Z=\frac{\Sigma Z}{R}$$

$$D=\mathrm{tg}^{-1}\frac{Y}{X},\qquad I=\sin^{-1}\frac{Z}{R}$$

求出每段古地磁标本的平均磁偏角(D)和磁倾角(I)。

由于岩石标本生成时期的所处纬度P和其原生剩余磁化矢量的倾角I有下列关系：

$$\mathrm{tg}I=2\mathrm{tg}P$$

从长期的磁性观测资料证明，磁极位置和地球转动极的位置一致。所以，用古地磁方法测定过去的地磁纬度可以认为与当时的地理纬度相一致。这样就可以按照布容、松山、高斯、吉尔伯特、第5世和第6世的顺序，求出各极性世时的平均古纬度P。对其中负极性标本，将它的偏角和倾角变换成对应的正值后再进行计算。这样就计算出了阿里地区上新世以来各极性世时的古地理位置，现将计算结果及其它有关数据，列入表1中：

通过计算，得出札达盆地自第6世到现在向北移动了约1470km；从吉尔伯特世到现在向北移动了约1170km；自高斯世到现在向北移了近560km，而松山世到现在向北移了497km。在如此短暂的地质时期内，会产生这样大的位移距离，使人难以相信，作者亦不敢自信。造成位移距离偏大的原因是多方面的，主要有以下三点：（1）由于沉积岩中磁性矿物在倾斜面上沉积时会发生较大的倾角偏离。矿物在沉积后被压实等因素多可引起标本沉积时磁倾角大小与当时该地受地磁场作用下的磁倾角值不一致；（2）在采样中我们是使用手罗盘，亦会在标本定向时造成误差，仪器的测量也有误差，这样很可能产生累计误差。（3）鉴于对前人的有关资料分析，他们在亚洲东部地区的上新世—第四纪的一些地层中用古地磁数据所得到的古纬度值都有偏北的趋势。张用夏在“亚洲古地磁与大陆拼合”一文中的亚洲古地磁数据表中，即可清楚的看出[3]，在表2中这些采样地点的古地磁数据所计算出的古纬度，都是由南向北移动，距离多很大，在距今2—2.50Ma的时间内，由南向北

表 1　扎达地区各极性世时的古纬度及水平运动矢量数据

地层时代	极性世	距今年代 (Ma)	标本数	地层	标本产地		平均剩磁方向		古地磁极位置		古纬度	向北移动度数	向北移动距离 (km)
					纬度	经度	偏角	倾角	纬度	经度			
$Q_2—Q_3$	布容	0.35	14	阶地堆积	31°28′	39°36′	13.49°	49.66°	78.42°	170.96°	30°29′	59′	108
Q_1	松山	2.20	14	香孜组第三段	31°40′	39°36′	176.47°	-45.76°	84.56°	114.87°	27°11′	4°29′	494
Q_1	高斯	2.94	17	香孜组第一、二段	31°40′	39°36′	15.34°	45.30°	75.77°	185.69°	26°49′	4°51′	538
N_2	吉尔伯特	4.42	30	札达组第三、四段	31°40′	39°36′	194.26°	-37.63°	73.44°	25.88°	21°5′	10°35′	1174
N_2	第5世	5.67	14	札达组第二段	31°40′	39°36′	350.27°	34.46°	74.54°	296.46°	18°56′	12°44′	1412
N_2	第6世	6.15	6	札达组第一段	31°40′	39°36′	197.16°	-31.70°	68.86°	28.19°	17°10′	14°30′	1604

表 2　亚洲东部上新世—第四纪部分古地磁数据（据张用夏）

采集地点	岩层时代	岩石	平均剩磁方向		古地磁极位置		标本产地古纬度	现今纬度	距今年代 (Ma)	向北转移距 (km)
			偏向	倾角	纬度	经度				
辽宁赤峰	$Q_1—Q_3$	粘土黄土层	-70°	55°30′	81°6′N	21°42′W	36°6′N	42°18′N		700
陕西兰田	$Q_1—Q_2$	公主岭古人层位	-2°44′	50°06′	84°18′N	49°30′W	30°36′N	34°12′N	0.80*	440
云南元谋	Q_1	元谋组	-10°	38°	78°30′N	101°53′E	20°N	25°41′N	2.40*	630
朝鲜花台	Q	多孔玄武岩	179°	56°			36°33′N		2.5	470
朝鲜吉州郡板龙	Q	第四纪喷出岩	174°6′	54°30′			35°N		2.5	650
朝鲜云兴郡云从里	Q	第四纪喷出岩	177°6′	55°12′			35°44′N		2.5	600
朝鲜万岘里	$Q_2—Q_3$	新德玄武岩	-114°24′	55°			35°32′N		2.5	490
日本关东山地	Q	火山岩系	359°	47°	83°N	35°W	28°12N		2	790
日本箱根伊豆北部	Q	火山熔岩流	343°	51°	78°N	46°E	31°42′N		2	420
苏联堪察加	Q	安山玄武岩	15°	61°	75°N	69°W	41°42′N		2	1100
苏联契列肯半岛	Q	巴库层	11°	54°	81°N	168°E	34°32′N	28°30′N	2	550
西藏聂拉木县	$N_2—Q_1$	亚汝雄拉组	146.3°	5°	85°N	146°E	21°N	28°30′N	5	800
山东临朐山旺	N_2	硅藻土	349°18′	46°12′	76°54′N	345°42′E	27°36′N	36°30′N	6	1020

* 为笔者得出的年代数据

移动了420—1100km，这和笔者所测定出的札达地区松山世（约距今2.2Ma）向北移动距离497km，高斯世（约距今2.94Ma）向北移动538km的数值很接近。为了解决这一问题，邢历生在“从古地磁学数据探讨中国第四纪运动的程式”一文中，对近年来在中国第四系中用古地磁方法所测的古纬度数据进行了校正[4]。作者认为这一问题比较复杂，需要进一步研究后才能解决。因此，在本文中对札达盆地的晚新生代古地磁数据暂不进行校正。虽然这些数字有误差，但是不会影响阿里地区晚新生代以来由南向北移动的总趋势。各个不同时期的相对运动速度的大小也是可信的。

根据表1中的数值，作出了札达盆地上新世以来由南向北水平运动的矢量图（图4）。其

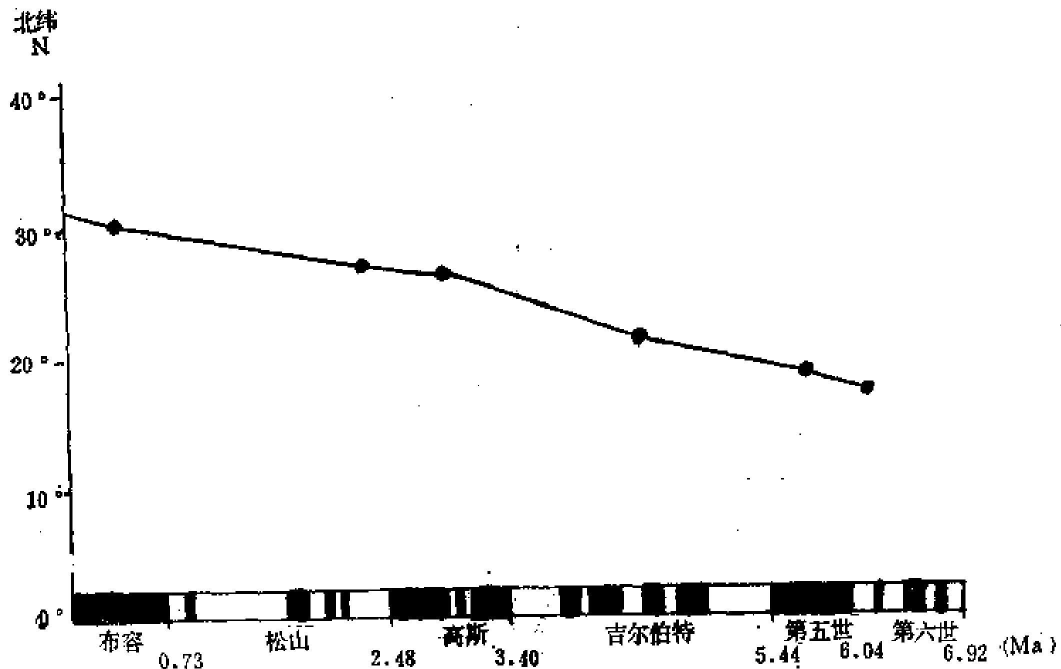


图 4 札达盆地上新世以来各极性世时的水平运动矢量图

中横座标代表时间用极性世来表示；纵座标表示纬度。从图4中可清楚地看出：自上新世以来青藏高原阿里地区水平运动的方向趋势，始终是自南向北移动。上新世时札达地区生活着小古长颈鹿和三趾马等动物，当时札达盆地的植被茂盛，品种繁多，有不少常绿阔叶成分。三趾马和小古长颈鹿是中国华北地区上新世三趾马动物群中的常见种属。华北三趾马动物群化石在现在的海拔高原为500—1000m，而在化石埋藏时其高度还可能比现在更低或接近海平面。如按此作标准，在上新世时札达盆地平均海拔小于1000m，当时地壳的构造运动主要表现是水平运动形式。而第四纪以来则水平运动速度减慢，大约比上新世时速度减慢了30%，而垂直运动加快。自香孜组沉积以来，整个青藏高原就开始以较快的速度上升了3000m左右，终于成为今天世界上最高的地区。

西藏阿里地区札达盆地由南向北推移的原因，持板块学说观点者认为是由于印度板块和欧亚大陆碰撞后造成的[5、6]。阿里地区紧靠帕米尔，这里正是印度板块和塔里木板块之间距离最小的地段，也是西藏板块被挤压向北移动最大的地方。而地质力学工作者则认为是由于该地区位于青藏歹字型西端，在喜马拉雅时期整体曾作顺时针旋扭运动，导致阿里

地区向北移动[7、8]。作者通过卫星照片解译和阿里地区的第四纪地层中构造运动观察，清楚的看到喜马拉雅山支脉阿尹拉日居北麓断层右旋滑动的最新迹象。札达盆地在该断层的西南面，主要是向北面滑动。

本文对晚新生代以来，西藏阿里札达地区水平运动的矢量进行了定量的计算。用古地磁方法对同一地区晚新生代地层进行水平运动的研究，这仅仅是初步的尝试，在文中还有一些问题需要进一步的研究和解决。恳切希望读者能提出意见，使这一方法得到不断改进和完善。

参 考 文 献

〔1〕 张青松等 1981 西藏札达盆地的上新世地层。地层学杂志，5卷3期。
〔2〕 张青松等 青藏地区上新世古地理和高原隆起。青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题，科学出版社。
〔3〕 张用夏 1983 亚洲古地磁与大陆拼合。海洋地质与第四纪地质，第三卷第四期。
〔4〕 邢历生 1982 从古地磁学数据探讨中国第四纪构造运动的程式，地质力学研究所所刊第2号。
〔5〕 罗中舒 1982 青藏高原板块构造及其发展模式。青藏高原地质文集（1），地质出版社。
〔6〕 刘雪亚 1982 青藏高原的成因与板块构造。青藏高原地质文集（1），地质出版社。
〔7〕 谷良备等 1982 西藏构造体系的初步认识。青藏高原地质文集（1），地质出版社。
〔8〕 康文华 1982 西藏地区构造体系的划分及其发展。青藏高原地质文集（1），地质出版社。

PRELIMINARY STUDY OF HORIZONTAL MOVEMENT SINCE LATE PLIOCENE BY PALAEOMAGNETIC METHOD IN ALI AREA XIZANG (TIBET)

Qian Fang

(Rescarch Institute of Geomechanics, Chinese Acadcmy of Geological Sciences)

Abstract

The Zhada basin of Ali in Xizang lies on the SW corner of Xizang and is located at about 31°40′N and 79°45′E. It is situated between Himalaya mountains and its branch range Ayilariju mountains. The aluvillake facies of Zhada group which is 1120 m in thickness was accumulated in the basin Pliocene-Early Pleistocene, the stratigraphic sequence is not disturbed and its occurrence presents horizontal, and the rocks have been semicementilized. *Palaestragus microdon* koken and *Hipparion* sp. ect. fosslls of mammal and abdominal foot, ostracoda and spores-pollens were found in the Zhada group.

Through the study of stratigraphic profile in the lower part of Zhada group being 920 m in thickness and the study on the magnetic stratigraphy of sediments the 2-7th terraces of Xiangquan river in the basin, have been got some views that the time of Zhada group corresponds to from Epoch 6 to and upper mantle which was done at the Tibetan plateau by the Chinese geophysicists. Since the seismic and magnetic stations had been set up in 1957 by the Geophysical Institute of Academia Sinica, a large scale of geophysical investigations had been made in 1975-1977, and also great amount of work on geophysical survey had been carried out during Sino-France Cooperation in 1980-1982. To further realize and investigate the crust and upper mantle structure, the formation of enomousily thicken crust, seismic activity and mechanism, the study of fundamental magnetic field, mechanism of geothermal activity, isostatic compensation, stress state, deformation features mineral law, continental drift, cause of plateau uplift and collision modles between the continental plates, we have, in this paper, discussed them in various ways, and set forth important evidence, Thus, a sound foundation has been laid for the general study, exploitation and utilization of Tibetan plateau.

The paer has listed all the relavant units that took part in and made contributions to the geophysical research work on Tibetan plateau. They are: scientific resarch organizations, universities and institutes, production units, and the local (relavant) units et al.

In the end, this pape has given the basic achievements aquired and important arguments put forward by the Chinese geophysical worjers, and has listed some fifty theses about the geophysical study on Tibetan plateau, which published in recent years.

Geological Publishing House **Chinese Academy of Geoloical Scinces**
Address: Hepingli Beijing, China **Address: Baiwanzhuang Road Beijing, China**

Through the study of stratigraphic profile in the lower part of Zhada group being 920 m in thickness and the study on the magnetic stratigraphy of sediments the 2-7th terraces of Xiangquan river in the basin, have been got some views that the time of Zhada group corresponds to from Epoch 6 to and upper mantle which was done at the Tibetan plateau by the Chinese geophysicists. Since the seismic and magnetic stations had been set up in 1957 by the Geophysical Institute of Academia Sinica, a large scale of geophysical investigations had been made in 1975-1977, and also great amount of work on geophysical survey had been carried out during Sino-France Cooperation in 1980-1982. To further realize and investigate the crust and upper mantle structure, the formation of enomousily thicken crust, seismic activity and mechanism, the study of fundamental magnetic field, mechanism of geothermal activity, isostatic compensation, stress state, deformation features mineral law, continental drift, cause of plateau uplift and collision modles between the continental plates, we have, in this paper, discussed them in various ways, and set forth important evidence, Thus, a sound foundation has been laid for the general study, exploitation and utilization of Tibetan plateau.

The paer has listed all the relavant units that took part in and made contributions to the geophysical research work on Tibetan plateau. They are: scientific resarch organizations, universities and institutes, production units, and the local (relavant) units et al.

In the end, this pape has given the basic achievements aquired and important arguments put forward by the Chinese geophysical worjers, and has listed some fifty theses about the geophysical study on Tibetan plateau, which published in recent years.

Geological Publishing House **Chinese Academy of Geoloical Scinces**
Address: Hepingli Beijing, China **Address: Baiwanzhuang Road Beijing, China**